



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
- PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY
ODDZIAŁ GÓRNOŚLĄSKI
im. St. Doktorowicza-Hrebnińskiego

41-200 SOSNOWIEC, ul. Królowej Jadwigi 1

Paweł Woźniak, Rafał Sikora, Krzysztof Lasoń, Marek Markowiak,
Janusz Haisig, Joachim Szulc, Hans Hagdorn

Geopark Góra Św. Anny **– udokumentowanie i propozycja jego** **ochrony**

pkt. pl.: 21.3111.0801.00.0

Kierownik tematu:

Dyrektor OG PIG-PIB:

mgr Paweł Woźniak

dr Lidia Razowska-Jaworek



MINISTERSTWO
ŚRODOWISKA



Sosnowiec, luty 2010 r.

SPIS TREŚCI

SPIS TREŚCI	1
I WSTĘP	3
II GÓRA Św. ANNY	4
III HISTORIA BADAŃ GEOLOGICZNYCH	7
IV BUDOWA GEOLOGICZNA OBSZARU	8
V TRIAS OBSZARU ŚLĄSKA	12
HISTORIA ROZWOJU BASENU	12
LITOSTRATYGRAFIA	13
VI HISTORIA WULKANU NA GÓRZE Św. ANNY	15
VII ZAKRES PRAC	17
VIII OPISY ODSŁONIĘĆ (OBIEKTÓW)	19
1. KAMIENIOŁOM LIGOTA DOLNA	19
2. LIGOCKA GÓRA KAMIENNA	22
LIGOCKA GÓRA 1 – POJEDYNCZE BLOKI	22
LIGOCKA GÓRA 2 – PÓŁKA SKALNA	23
LIGOCKA GÓRA 3 – ODSŁONIĘCIA 1-3	24
3. BIESIEC – SKAŁKI W WYSOCKIM LESIE	26
4. BIESIEC – JASKINIA CHEŁMSKA	27
5. BIESIEC – ODSŁONIĘCIE PRZY AUTOSTRADZIE	28
6. BIESIEC – ODSŁONIĘCIE WARSTW GÓRAŹDŹAŃSKICH	30
7. „TRZY BUKI” – LEJE KRASOWE	31
8. WYSOKA – ŁOMIK	33
9. OKOLICE DAWNEGO PGR „LEŚNIK” – LEJE KRASOWE	35
10. GÓRA Św. ANNY – NEFELINIT – ODSŁONIĘCIE PRZY BAZYLICE	38
11. GÓRA ŚW. ANNY – MUSZLOWIEC TEREBRATULOWY	39
12. GÓRA Św. ANNY – AMFITEATR – ODSŁONIECIE ZA DAWNYMI TOALETAMI	41
13. GÓRA ŚW. ANNY – AMFITEATR – ŚCIANA GŁÓWNA	44
14. GÓRA Św. ANNY – DOLINA KROWIOKA	48
15. GÓRA ŚW. ANNY – KAMIENIOŁOM NEFELINITU	50
Brekcja tufowo-lawowa	51
Wapienie triasu	52
Soczewa jaspisu i kontakt nefelinit-wapień	54
Słupy nefelinitowe	55
Piaskowce i margle kredowe	57
16. PORĘBA – WYWIERZYSKO „SIEDEM ŹRÓDEŁ”	61
17. LEŚNICA – MARTWICA WAPIENNA	63
IX INNE CIEKAWY OBIEKTY I ODSŁONIĘCIA	64
GROTA Z LOURDES	64
PŁYTY Z RHIZOCORALLIUM	65
ŁOMY WAPIENI W KADŁUBCU	67
STANOWISKO ARCHEOLOGICZNE W OKOLICACH WYSOKIEJ	68
X WYNIKI BADAŃ LABORATORYJNYCH	68
RET	69
WARSTWY GOGOLIŃSKIE:	69
WARSTWY GÓRAŹDŹAŃSKIE:	70
WARSTWY TEREBRATULOWE:	70
WARSTWY KARCHOWICKIE:	71

LEJ KRASOWY W LIGOCIE DOLNEJ:	71
MARTWICA.....	81
KAMIENIOŁOM NEFELINITU – PIROKLASTYKI i NEFELINIT:.....	81
PIROKLASTYKI:.....	81
NEFELINIT	82
KAMIENIOŁOM NEFELINITU – JASPIS i WAPIENIE KARCHOWICKIE (KONTAKT):.....	83
JASPIS	83
WAPIEŃ KARCHOWICKI:	84
BADANIA GEOCHEMICZNE:.....	89
NEFELINIT:	89
ZWIETRZELINA NEFELINITU:	90
UTWORY PIROKLASTYCZNE:.....	91
WAPIEŃ KARCHOWICKI (KAMIENIOŁOM NEFELINITU):	91
KONTAKT NEFELINITU Z WAPIENIAMI:	91
PIASKOWCE.....	92
KONTAKT NEFELINITU Z PIASKOWCAMI:	92
JASPIS	92
KONTAKT WAPIENI Z JASPISEM:.....	93
WAPIENIE WARSTW GOGOLIŃSKICH:	93
WAPIENIE WARSTW GÓRAŹDŹAŃSKICH:	93
WAPIENIE WARSTW TEREBRATULOWYCH:.....	93
XI PRZEBIEG SZLAKU EDUKACYJNEGO.....	107
XII TABLICE EDUKACYJNE	109
PODSUMOWANIE:	111
XIII SPIS LITERATURY	112
XIV SPIS ZAŁĄCZNIKÓW:	115

I WSTĘP

Nieożywione komponenty środowiska przyrodniczego, były do niedawna całkowicie pomijane w pojawiających się waloryzacjach i operatach zasobów abiotycznych, dotyczących różnych obszarów na terenie całego kraju. Stanowiska geologiczne, odsłonięte w trakcie eksploatacji surowców skalnych, klasyfikowane były jako miejsca silnie zdegradowane. Zainteresowanie wąskiej grupy hobbystów budziły jedynie te, z których można było pozyskać kolekcjonerskie okazy skał, minerałów, czy skamieniałości.

Sytuacja ta ulega stopniowo zmianie. Coraz częściej obszary zaniechanej eksploatacji powierzchniowej, wykorzystywane są jako poligony badawcze dla studentów geologii oraz jako obiekty turystyczne, umożliwiające łączenie szeroko pojętej edukacji z przyjemnym spędzaniem czasu.

Turystyka to przemysł XXI wieku. Z opracowań ONZ wynika, że w najbliższej przyszłości około 30% osób zatrudnionych pracować będzie w dziedzinach bezpośrednio lub pośrednio związanych z turystyką. Już dzisiaj pod względem obrotów finansowych na świecie plasuje się ona na trzecim miejscu, tuż za przemysłem paliwowo-energetycznym i samochodowym. W warunkach podnoszenia ogólnego wykształcenia społeczeństw, obok typowej turystyki wypoczynkowej i krajoznawczej, pojawiają się potrzeby bardziej wyrafinowane, zaspokajane przez turystykę kwalifikowaną – między innymi dynamicznie rozwijającą się geoturystykę.

Geoturystyka – od lat promowana przez geologów - powoli znajduje swoje miejsce na mapie polskich działań turystycznych. Niestety, często jest postrzegana jako dziedzina wysoko specjalistyczna, niezbyt dochodowa i nudna... Całkowicie niesłusznie! Przykłady wielu krajów pokazują, jak w pozornie nieatrakcyjnych regionach, rozpoznane i odpowiednio opisane stanowiska geologiczne pomagają stworzyć ofertę rekreacyjną, która przyciąga tłumy turystów i przynosi pokaźne efekty ekonomiczne. Należy jednak pamiętać, że niezaprzeczalne prawo człowieka do korzystania ze środowiska naturalnego jest nierozdzielnie związane z odpowiedzialnością za jego stan

Wiedza o środowisku jest podstawą jego ochrony. Aby zrozumieć sens ochrony danego komponentu (kamieniołom, odkrywka, skała), konieczne jest poznanie oraz dostrzeżenie jego wartości. I to jest niejednokrotnie najtrudniejsze. Są oczywiście rzadkie stworzenia, wyjątkowe obiekty i spektakularne miejsca o walorach których, nikogo nie trzeba przekonywać – bronią się same. Tych jest jednak na Ziemi niewiele. Znacznie więcej jest takich, których piękno i wyjątkowość jest ukryta, nie narzucająca się, dyskretna, a jednak również niezwykle wartościowa.

Góra Św. Anny i jej okolice, z uwagi na skupienie na stosunkowo niewielkim obszarze różnorodnych zjawisk geologicznych, ma doskonałe predyspozycje by stać się jednym z ważniejszych punktów geoturystycznych w Polsce. Projektowany „Geopark” będzie też w pewnym sensie formą promocji nauk o Ziemi. Obiekt ten umożliwi spojrzenie w przyszłość naszej planety poprzez pryzmat procesów, które kształtowały jej środowisko w przeszłości. Odkrywanie tajemnic Ziemi, zapoznanie się z treścią planowanych tablic, a także bliski kontakt z geologią w terenie, pozwoli rozbudzić, szczególnie wśród młodego pokolenia, chęć poznania najbliższego otoczenia i świata. Będzie też atrakcyjnym miejscem przeprowadzenia lekcji przyrody lub geografii, które na długo zapadną w pamięci młodzieży. Zakładamy też, że wpłynie na zwiększenie samej aktywności turystycznej w regionie oraz przyczyni się do jego rozwoju gospodarczego.

W przedstawionym opracowaniu zawarliśmy wyniki naszych badań i obserwacji, poczynionych podczas prac terenowych i laboratoryjnych, wykonywanych w latach 2008 – 2010. Ponieważ planowany „Geopark” przeznaczony będzie dla szerokiej grupy społeczeństwa, staraliśmy się przełożyć specjalistyczne opisy geologiczne na język popularno-naukowy. Założyliśmy, że informacje zawarte w tekście stanowiącą treść tablic

edukacyjnych, powinny być łatwo przyswajalne, prezentując jednocześnie wysoki poziom merytoryczny.

W każdym kamieniu, życie utrwaliło pasjonujące historie. Trzeba tylko nauczyć się je odczytywać. Zapraszamy do korzystania z otwartej dla każdego „księgi przyrody”, której pradzieje zapisane są seriami skał na Górze Św. Anny.

Paweł Woźniak
Rafał Sikora
Marek Markowiak
Krzysztof Lasoń
Janusz Haisig
Joachim Szulc
Hans Hagdorn

II GÓRA ŚW. ANNY

Góra Św. Anny - 400 m n.p.m. (fot. 1) położona jest w zachodniej części Wyżyny Śląskiej. Tworzy najwyższe wzniesienie Grzbietu Chełmu rozciągającego się z północnego-zachodu na południowy-wschód, którego długość wynosi około 20 km, a szerokość około 5 km (Marcinek 1977). Znacznie wystający ponad otaczający teren Grzbiet Chełmu zapada na południe i zachód w kierunku doliny Odry. Wschodnie jego zbocze jest nieco mniej strome, zaś północne, łagodnie przechodzi w Równinę Opolską.



Fot. 1. Góra Św. Anny (M. Markowiak)

W zróżnicowanej morfologii Grzbietu Chełmu obok Góry Św. Anny (400m n.p.m.), znajduje się szereg mniejszych wzniesień. Do charakterystycznych należą: położona w zachodniej części grzbietu Ligocka Góra Kamienna (326m n.p.m.), Biesiec (350m n.p.m.), Wysocki Las (385m n.p.m.), Stoki (308m n.p.m.) oraz Bukowy Bór (308m n.p.m.).

W 1988 r. utworzono tu Park Krajobrazowy „Góra Św. Anny” o powierzchni 5,15 ha, który w 1993 r. dołączył do 15 najcenniejszych rejonów Polski, znajdujących się na Liście Światowego Dziedzictwa UNESCO. Administracyjnie obszar parku położony jest we wschodniej części województwa opolskiego na pograniczu powiatów: Strzelce Opolskie i Krapkowice oraz gmin: Leśnica, Gogolin, Strzelce Opolskie, Zdzeszowice i Ujazd. Góra Św. Anny oraz położona na niej miejscowość o tej samej nazwie, należą do gminy Leśnica w powiecie Strzelce Opolskie. Przez omawiany teren przebiega autostrada A-4, dzieląca park na część północną i południową.

Wcześniejsze nazwy Góry Św. Anny to: Chełm (wzgórze, wzniesienie), Góra Chełmowa, Góra Chełmska, Wysoka Góra, Góra Św. Jerzego (od znajdującej się tu niegdyś kapliczki św. Jerzego), Święta Anna (Świętojańska, Świętoanińska lub Annaberg) i Sankt Annaberg. Obecna nazwa pochodzi od imienia patronki kościoła i klasztoru franciszkańskiego znajdującego się w centrum miejscowości o tej samej nazwie.

Ludzie od dawna zastanawiali się skąd 400-metrowe wzniesienie nagle wzięło się w całkiem płaskiej okolicy? Dość ciekawej odpowiedzi na to pytanie udzielił poeta epicki, ksiądz Norbert Bończyk, który w swoim dziele z 1886 r. pisze, że „*Góra Chełmska dlatego oderwała się w dniach Potopu od masywu Gór Olbrzymich, aby Bolesławowi Chrobremu wytyczyć drogę na zachód*”. W ten sposób nabiera ona znaczenia „politycznego symbolu”, a skądinąd wiemy, że w tradycji ludowej traktowano ją jako miejsce kultu religijnego pogańskich Słowian na Śląsku (Janikowska-Skwara 1980).

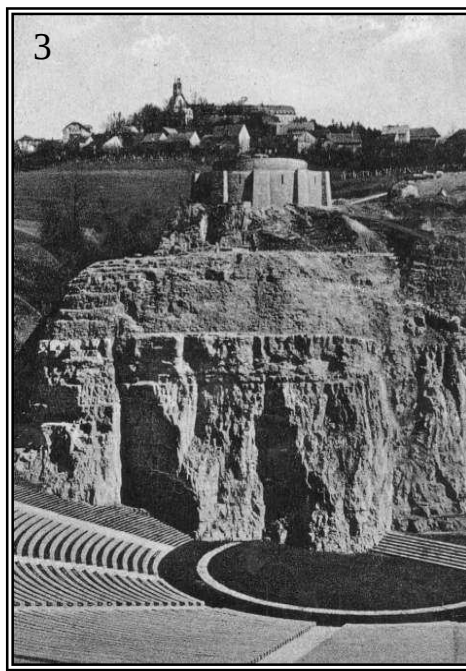
Poza charakterem kultowym Góra Św. Anny zajmuje szczególne miejsce także w historii Śląska. Tutaj w 1921 r. rozegrała się zwycięska bitwa powstańców śląskich (III Powstanie Śląskie) z wojskami niemieckimi (Niederliński 1981). Pomimo tego faktu, góra na kolejne 24 lata znalazła się w granicach państwa niemieckiego.

Jednym z obiektów, silniej związanym z krajobrazem Góry Św. Anny, jest pomnik „Czynu Powstańczego” dłuta Xawerego Dunikowskiego (fot. 2). Stał on w miejscu, gdzie przed II wojną światową Niemcy wybudowali mauzoleum nazistowskie (Niedźwiedzki i Zarankiewicz 2007).

Adolf Hitler, już jako kanclerz III Rzeszy, dość energicznie przystąpił do wznoszenia monumentalnych budowli, które propagowałyby siłę i potęgę narodu niemieckiego. Na Górze Św. Anny powstał w latach 1934 – 1938 duży kompleks architektoniczny, który składał się z amfiteatru skalnego, mauzoleum, schroniska młodzieżowego oraz otaczającego całość parku z licznymi ścieżkami spacerowymi. Autorami głównej części projektu byli berlińscy architekci – Franz Böhmer i Georg Petrich. Samo mauzoleum było dziełem Roberta Tischnera, który nadał mu militarny charakter. Cylindryczna budowla z potężnymi przyporami przypominała z daleka wieżę czołgu (fot. 3).



Fot. 2. Amfiteatr – zdjęcie z 2009 r. (M. Markowiak)



Fot. 3. Pierwsze mauzoleum – zdjęcie zrobione w latach 1938 – 1939, kolekcja pocztówek (J. Szulc)

Wejście do mauzoleum prowadziło przez masywne drzwi od strony zachodniej. Obiekt składał się z dwóch części. Niższa, wykuta w skale nazywana była „Halą Zmarłych”. Stał w niej posąg wojownika, a w niszach bocznych umieszczone były sarkofagi z prochami niemieckich żołnierzy. Hala wyższa pokryta była kopułą z latarnią na granitowej konstrukcji. Ściany ozdobiono kolorową (przeważnie złotą) mozaiką przedstawiającą orła i swastykę. Oficjalnego otwarcia pomnika dokonano 22 maja 1938 r. (Niedźwiedzki i Zarankiewicz 2007).

Historia niemieckiego mauzoleum kończy się 16 października 1945 r. To właśnie wtedy, podczas pierwszych po wojnie powiatowych dożynek, które połączone były ze zlotem Weteranów Powstań Śląskich, obiekt został wysadzony w powietrze. Po wielu latach, na jego miejscu stanęła rzeźba Xawerego Dunikowskiego.

Dunikowski, w pierwszym projekcie zakładał wykorzystanie stromej ściany urwiska (nad którym stanął później pomnik) i umieszczenie na niej płaskorzeźby przedstawiającej łuczników słowiańskich. Koncepcja dotycząca charakteru i znaczenia dzieła zmieniała się kilkakrotnie, ale po wielu latach pracy, artysta zrealizował swą myśl twórczą – pomnik „Bojowników o Wolność i Demokrację”, symbol „Wyzwolenia Śląska” (Niederliński 1981).

Monumentalna rzeźba w charakterystyczny dla Dunikowskiego sposób opiera się na formach kształtowanych przy pomocy wielkich płaszczyzn – składających się na zwartą bryłę (do jego wybudowania zużyto 260 m³ granitu o wadze 782 t.). Na podeście stoją cztery filary zwieńczone architravem. Zewnętrzne ściany pylonów pokryte są scenami ilustrującymi dzieje walk wyzwoleniczych ludu śląskiego w ciągu wieków. Przy wewnętrznych ścianach pylonów, cztery dwumetrowe postacie z granitu, otaczają znajdujący się pośrodku znicz, na którym wykuty jest Śląski Krzyż Powstańczy i Krzyż Grunwaldu. Osiem głów u zbiegu pylonów przedstawia typy ludzi śląskich – głowy szlachetne, pełne zaciętości i skupienia. Wiodące z trzech stron schody łączą monument z obszernym placem (Szypowska 1969).

Znajdujący się poniżej kamienny amfiteatr może pomieścić od 7 tysięcy (miejsca siedzące) do 23 000 osób (miejsca stojące). Pierwszego, uroczystego otwarcia dokonano wraz z otwarciem pomnika-mauzoleum w maju 1939 r. Brali w nim udział przedstawiciele wysokich władz NSDAP (Niederliński 1981). Honorowym gościem miał też być sam kanclerz III Rzeszy, ale w związku z rzekomym, planowanym na jego osobę zamachem, odwołał swój przyjazd.

Obok ważnych historycznych, kulturowych i kultowych miejsc (około 200 zabytków) na obszarze parku krajobrazowego podziwiać można bogactwo żywej przyrody, między innymi najdalej na zachód wysunięte stanowisko trzmieliny brodawkowej, 832 gatunków roślin naczyniowych, rośliny kserotermiczne, rzadkie okazy bezkręgowców, ptaków lęgowych, ptaków drapieżnych (od myszołowów zwyczajnych po kobuzy), 4 gatunki nietoperzy, sowy, dzięcioły oraz wiele gatunków leśnych ssaków. Zbocza Góry Św. Anny pokryte są lasem bukowym i bukowo-dębowym, spotykane są też dość znacznych rozmiarów modrzewie zwane na Śląsku „brzymami” (Szypowska 1969).

Duża różnorodność przyrodnicza związana jest ze specyficznym i stałym mikroklimatem (długie lato, duża wilgotność powietrza), na który wpływ ma ukształtowanie terenu parku. Niewątpliwie morfologia Góry Św. Anny związana jest z charakterystyczną budową geologiczną tego miejsca, a znajdujące się w obrębie parku odsłonięcia stanowią kolejną atrakcję turystyczną - ciekawe pomniki przyrody nieożywionej (geologicznej). Pod względem geologicznym Góra Św. Anny jest wyjątkowym miejscem, gdzie na małym obszarze obserwuje się morskie utwory triasu i kredy z rozwiniętymi na triasie powierzchniami zrównań, kalderę wulkaniczną oraz zręby i rowy tektoniczne, a także niewielkie jaskinie krasowe.

III HISTORIA BADAŃ GEOLOGICZNYCH

Utwory triasowe na Górnym Śląsku zostały rozpoznane jako jedne z pierwszych w Polsce. Mają one już ponad 100 letnią historię badań, które przeprowadzono w licznych odsłonięciach o dużym znaczeniu naukowym i poznawczym. Zaowocowało to, powstaniem już od połowy XIX w., istotnych artykułów geologicznych i paleontologicznych, z którymi związane są nazwiska najwybitniejszych badaczy - Eck (1865), Roemer (1870), Gürich (1887), Volz (1901), Wysogórski (1904), Ahlburg (1906), Różycki (1924), Assmann (1913, 1926, 1929, 1932a, 1933, 1944) i Siedlecki (1949, 1952).

Osady wapienia muszlowego, poddane we wschodniej części regionu górnośląskiego wtórnym przeobrażeniom, na Opolszczyźnie, a szczególnie w rejonie Góry Św. Anny, wykształcone są w postaci niezmięnionej, lub przeobrażonej tylko w niewielkim stopniu. Nie powinien nas dziwić fakt, że opisane już dość dawno temu ich charakterystyczne cechy litologiczne do dziś stanowią podstawę regionalnej stratygrafii. To właśnie z tego obszaru pochodzą stratotypy takich wydzielen jak - warstwy gogolińskie, górażdzańskie, a także diploporowe, zwane dawniej dolomitami jemielnickimi. Stąd też mamy pierwsze opisy triasu górnego w typowej facji kajpru i retyku (Assmann 1926; 1929).

Wiele uwagi poświęcono także wulkanizmowi Góry Św. Anny, reprezentowanemu przez skały wylewne i piroklastyczne oraz blokom skał triasowych i kredowych tkwiących w ich masie. Obserwując wzajemne stosunki, a także położenie bloków w obrębie wulkanitów, Rode (1934) stwierdził, że układ ten mógł powstać w wyniku zapadnięcia się wulkanicznej kaldery. Wiek „bazaltów” określił na miocen, przyjmując jednorazową erupcję lawy.

Kamieniołomy Góry Św. Anny i Gogolina, stały się ponadto podstawą opracowań przez Assmanna (1944) stratygrafii i paleontologii retu i dolnego wapienia muszlowego, które to prace traktowano jako punkt odniesienia w badaniach analogicznych utworów w całej Polsce i we wschodnich Niemczech. Wyrobiska w Gogolinie były też jednym z ważniejszych europejskich stanowisk paleontologicznych. Odkryte tu skamieniałości triasowych gadów morskich pozwoliły ustanowić wiele nowych taksonów.

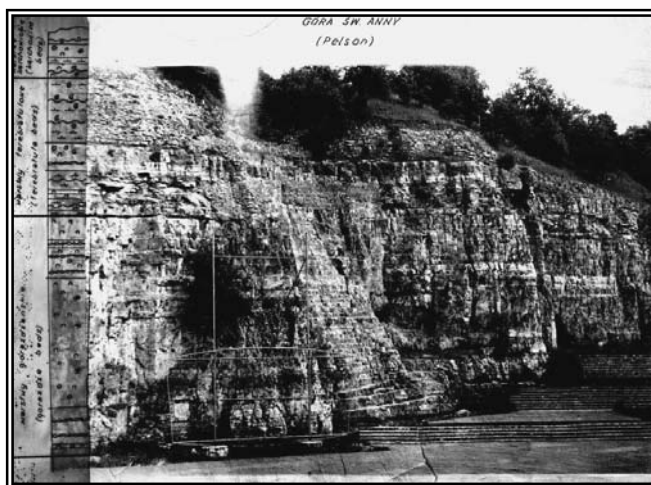
Zaniechanie eksploatacji wapieni i nefelinitów (określanych wówczas jako „bazalty”) w latach międzywojennych, spowodowało stopniową degradację odkrywek. Duży kamieniołom przy północnym murze klasztoru Św. Anny całkowicie zasypano już na przełomie XIX i XX w. Tylko jeden, tzw. „Amfiteatr”, zagospodarowany przez Niemców jako miejsce patriotycznych zjazdów, utrzymywany był we względnym porządku. Jednak prowadzenie w nim badań naukowych i pobieranie próbek było prawie niemożliwe. Wpływał na to masowy ruch turystyczny. Masowy ruch turystyczny utrudniał jednak prowadzenie systematycznych badań naukowych....

Późniejsze badania, rozpoczęte po 1945 r. i trwające praktycznie do połowy lat 50-tych XX w., nie wniosły znaczących danych w poznaniu osadów triasu górnośląskiego. Sytuacja ta zmieniła się dzięki profilom uzyskanym z otworów wiertniczych, które posadowione były głównie w północnej i północno-zachodniej części Górnego Śląska. W rejonie Góry Świętej Anny realizowano głównie prace petrograficzne. Jedno z ważniejszych opracowań dotyczących wulkanitów, przedstawiła Chodyniecka (1967). Autorka zaliczyła opisywane tu wcześniej „bazalty” do nefelinitów. Dzięki wykonanym badaniom paleomagnetycznym i izotopowym (Kruczyk i in. 1977a, 1977b; Birkenmajer i in. 1977a), stwierdzone zostały dwie fazy wulkanizmu oraz ustalono głębokość zalegania komory magmowej. Ponadto Bodzioch (1987), zinterpretował pochodzenie Góry Św. Anny, jako głęboko zerodowanej kaldery. W swojej publikacji nie uwzględnił jednak wyników badań Kruczyk i in (1977a, b).

Duża różnorodność geologiczna odsłoneń występujących na Górze Św. Anny oraz w jej okolicy, spowodowała w ostatnich kilkunastu latach wzrost zainteresowania tym

obszarem, odnotowany zarówno w sferze naukowej, jak i turystycznej. Pojawiły się kolejne istotne publikacje (Niedźwiedzki 1993a, b; 1994). Kompleksowe badania utworów triasu polskiego, a szczególnie górnośląskiego, odnoszone do przebudowy Oceanu Zachodniej Tetydy przedstawił Szulc (2000).

W rejonie Góry Św. Anny odbywały się także, ważne konferencje naukowe – krajowe i międzynarodowe (Woźniak i in. 2005; Szulc i Becker Eds. 2007) oraz liczne praktyki studenckie. Z myślą o wszystkich miłośnikach nauk o Ziemi, a także przedstawicielach dynamicznie rozwijającą się nowej gałęzi turystyki – tzw. „geoturystyki”, staraniami pracowników Parku Krajobrazowego „Góra Św. Anny” wytyczono ścieżkę dydaktyczną w obrębie kamieniołomu nefelinitów (Zarankiewicz i in. 2006). Dodatkowo pojawiła się bardzo ciekawa i utrzymana na wysokim poziomie merytoryczny publikacja popularno-naukowa Niedźwiedzkiego i Zarankiewicza (2007).



Ściana główna kamieniołomu „Amfiteatr” (1973 – 1974). Zdjęcie wykonane podczas prac terenowych przez S. Kotlickiego, byłego pracownika Oddziału Górnośląskiego PIG-PIB.

IV BUDOWA GEOLOGICZNA OBSZARU

Najstarsze widoczne na powierzchni skały południowej Opolszczyzny, to utwory górnego dewonu i dolnego karbonu. Ich największe odsłonięcia spotkać można w Górach Opawskich, ale drobne odkrywki zlokalizowane są w okolicach Głubczyc (zwłaszcza w głębszych dolinach rzecznych), Toszka (Góra Zamkowa – fot. 4) i w Żywowej (koło remizy strażackiej, obecnie przykryte glebą i zwietrzeliną).



Fot. 4. Wychodnie kulmu – Toszek, Góra Zamkowa. Zdjęcie z 1997 r. Obecnie praktycznie niewidoczne i zastawione dodatkowo budynkiem gospodarczym (J. Jureczka PIG-PIB OG)

Klastyczne utwory dolnokarbońskie (kulm), reprezentowane są przez osady fliszowe (Unrug 1974). Tworzą je głównie szaro-oliwkowe piaskowce i mułowce, z podrzędnym udziałem zlepieńców. Osady te zawierają dość liczne odciski roślin karbońskich, redeponowanych wraz materiałem klastycznym z obszarów źródłowych, położonych na południe i zachód od basenu kulmu. Przeważnie są to uwęglone szczątki łodyg skrzypów i paproci, rzadziej fragmenty liści, czy też nasion (tzw. „sieczenka roślinna”).

Cały pakiet skał formował się w głębokowodnym, oceanicznym zbiorniku, choć leżącym dość blisko lądów. Rzeki dostarczały piasek i muł (pochodzący z niszczenia skał na lądzie), który zdeponowany został w strefie przybrzeżnej na szelfie. Co pewien czas gromadzony tam materiał, pod wpływem np. trzęsień ziemi albo sztormów, spływał po stoku kontynentalnym w głębsze partie oceanu. W trakcie spływu dochodziło do selekcji ziaren pod względem wielkości i w konsekwencji na dnie basenu oceanicznego powstawały powtarzające się sekwencje ławic: zlepieńiec–piaskowiec–mułowiec–iłowiec.

Na powierzchni zwietrzałego i miejscami zerodowanego kulmu, leżą niezgodnie osady pstrego piaskowca o zmiennej miąższości, wynoszącej od 0 do 30 m. Są to utwory limniczno-fluwialne klimatu gorącego i półsuchego (Woźniak i in. 2005). Rozpoczynają się czerwonymi piaskowcami (stąd charakterystyczna barwa gruntów ornych w pobliżu Zakrzowa i Jasiony), które przechodzą w górę w pstre mułowce z wkładkami ewaporatów. Wyżej spotyka się dolomity i margle dolomityczne z miąższymi pokładami gipsu, który miejscami tworzy niewielkie struktury diapirowe (fot. 5). Struktury takie można było obserwować w odsłonięciach powstałych podczas prac budowlanych przy autostradzie A-4, w rejonie na południe od Zakrzowa. Ponadto, dolomity przepełnione są muszłowcami *Costatoria costata* wskazującymi na ich recki wiek. Łączna miąższość retu wynosi ok. 70 m.

Sekwencja wapienia muszlowego, typowego dla tej części basenu germańskiego, obejmuje utwory od dolnych warstw gogolińskich po dolną część warstw karchowickich, tworząc kompleks o miąższości około 90 m. Skały te można obserwować w licznych odsłonięciach opisanych z rejonu Góry Św. Anny.



Fot. 5. Wysad gipsowy (J. Szulc)

Serię rozpoczynają wapienie, wapienie margliste i margle warstw gogolińskich o miąższości około 50 m. Są to cienkoławicowe wapienie pelityczne, muszłowcowe i krynoidowe, barwy beżowej lub jasnoszarej, często laminowane (Woźniak i in., 2005).

Dolne warstwy gogolińskie (warstwy z *Pecten* i *Dadocrinus*) reprezentują osady otwartego morza o normalnym zasoleniu, związane z pierwszym pulsem transgresywnym. Następująca po nim stagnacja poziomu morza stała się przyczyną stopniowego wypłylenia zbiornika i depozycji ewaporatów. Po ich rozpuszczeniu, zostały charakterystyczne porowate horyzonty tzw. wapieni komórkowych. Wyznaczają one granicę między dolnymi, a górnymi warstwami gogolińskimi. Te ostatnie związane są z zaawansowaną transgresją, w optimum której, doszło do masowego pojawienia się fauny alpejskiej w zbiorniku germańskim. Stagnacja fazy transgresywnej i postępujące spłylenie doprowadziły do depozycji onkolitowo-bioklastycznych diun, przemieszczanych głównie poprzez fale sztormowe.

Osady warstw górażdzańskich tworzą 18 metrowy kompleks skał gruboławicowych o miąższości od 0,8 do 1,5 m. Są to wapienie pelityczne i drobnodetrytyczne barwy beżowo-szarej, bez składników terygeniczych.

Kolejny cykl transgresyjny rozpoczął się wraz z depozycją głębokich osadów warstw terebratulowych, zastąpionych później strukturami raf gąbkowo-koralowcowych warstw karchowickich. Warstwy terebratulowe odznaczają się większą marglistością i często falistym uławiceniem. Są to głównie wapienie muszlowcowe ze szczątkami ramienionogów. W dolnej części kompleksu uwydatnia się gruba ławica wapienia krynoidowego. Miąższość warstw terebratulowych wynosi około 7,0 m, grubość ławic 0,4 – 1,0 m.

Warstwy karchowickie, występujące ponad warstwami terebratulowymi, tworzą kompleks gruboławicowych wapieni o miąższości około 10 m. Są to wapienie pelityczne, bez składników terygenicznych, barwy jasnoszarej lub żółtawej. Stropowa część wapieni warstw karchowickich jest zrekrytalizowana i skrasowiała (Woźniak i in. 2005).

Ogólnosiwiatowy trend obniżania poziomu oceanów doprowadził do stopniowego wycofania się morza z rejonu opolskiego pod koniec środkowego triasu (około 228 - 230 mln lat temu). Powróciły wówczas warunki znane z wczesnego triasu – nizinne łądy o suchym, gorącym klimacie, z okresowo zanikającymi jeziorami i rzekami. Wskutek odparowania, woda w wysychających jeziorach była mocno słona, stąd też wytrącały się z niej sole – gipsy, a sporadycznie także kryształki halitu (soli kamiennej). Powstały wtedy grube kompleksy czerwonych rzecznych piaskowców i jeziornych iłowców.

W bardziej wilgotnych okresach, na brzegach rzek i jezior, rozwijała się bujna roślinność skrzypów, drzew iglastych i paproci, na której żerowały małe zwierzęta, a na nich wielkie płazy i gady. W kilku miejscach na Opolszczyźnie wystąpiły krótkotrwałe warunki sprzyjające zachowaniu ich szkieletów i muszli. Przykłady znamy z okolic wsi Lisów, ale najcenniejsze i najślawniejsze opisano w 2000 r. z Krasiejowa koło Ozimka.

Znakomicie zachowane i niezwykle liczne czaszki oraz duże fragmenty szkieletu pozaczaszkowego, stały się ogólnosiwiatową sensacją. W Krasiejowie wydobyto ponad 100 wielkich czaszek (przekraczających 0,5 m) drapieżnych płazów tarczogłowych (Dzik i Sulej 2004). Odkryto także szkielety rybożernego gada, którego czaszka osiągała 70 cm, a szacowana długość ciała dochodziła do 3,5 m (fitozaur). Najcenniejszym znaleziskiem są jednak szczątki dinozauromorfa, któremu nadano nazwę *Sileaurus opolensis* („śląski jaszczur z Opola”).

W okolicach Góry Świętej Anny obserwuje się brak młodszych osadów triasu, które uległy erozji w czasie długiej emersji obszaru, między późnym triasem, a późną kredą. Utworów jury i kredy dolnej nie ma prawie na całej Opolszczyźnie. Następne wiekowo osady to piaskowce glaukonitowe cenomanu i margle turonu. Margle datowane są na podstawie skamieniałości małży (między innymi inoceramów), ramienionogów, jeżowców i gąbek, charakterystycznych dla górnej kredy (Niedźwiedzki 1994). Margle i wapienie, zaliczane wiekowo do podjednostek kredy: turonu i koniak, były przedmiotem eksploatacji w kamieniołomach Opola, a pojawiające się w niewielkich płatach, znane są także z okolic Głubczyc (np. Boguchwałów, Nowa Cerekiew) i Góry Św. Anny.

Opisane w kamieniołomie nefelinitu (Góra Św. Anny), utwory kredy górnej nie występują *in situ*. Zachowały się w postaci wielkich bloków, zatopionych w lawie wulkanicznej (Niedźwiedzki 1994). Bazując na podstawie pomiarów Rodego (1934) łączną miąższość pokrywy kredowej szacuje się na minimum 38 m (Woźniak i in. 2005).

Za wyjątkiem paleogeńskich nefelinitów w większej części Opolszczyzny nie ma skał reprezentujących dolny odcinek ery kenozoicznej. Co prawda Assmann (1932), cytując w swoim opracowaniu spostrzeżenie Frecha, jakoby wśród porwaków skał osadowych w lawach stożka Góry Św. Anny, były też bloki piasków i iłów paleogeńskich z fauną morską, jednak informacji tej nie da się obecnie potwierdzić.

Fałdowanie Karpat i ich nasuwanie od południa na obszar Śląska, spowodowało ugięcie i spękanie skał, obciążonych górotworem karpackim. Jedno z tych pęknięć było na tyle głębokie, że umożliwiło wydobywanie się płynnej magmy na powierzchnię i utworzenie

stożka wulkanicznego Góry Św. Anny. Miało to miejsce około 27 mln lat temu (Birkenmajer i Pécskay 2002).

Jednocześnie na całym przedpolu Karpat utworzyły się dość głębokie rowy tektoniczne i uskoki, zaznaczające się w morfologii terenu jako obniżenia i wyniesienia, urozmaicające rzeźbę obszaru strzeleckiego. Leżący na południe od Góry Św. Anny rów tektoniczny był tak głęboki, że 12 mln lat temu, w miocenie, od wschodu, czyli od strefy karpackiej, wtargnęło nim morze tworząc w pasie Gliwic – Kędzierzyna przesmyk morski.

Morze miocenne nie przekroczyło jednak Garbu Chełma, z wyniesionym już stożkiem wulkanicznym Góry Św. Anny, tak że teren położony na północ od garbu nie został przez nie zalany. Tworzyły się tu natomiast, w warunkach dosyć wilgotnego i ciepłego klimatu, liczne formy krasowe, najczęściej rozległe leje sięgające do kilkuset metrów szerokości i kilkudziesięciu metrów głębokości.

Obecnie dobrze zachowane i widoczne leje krasowe napotkać można w kamieniołomie w Ligocie Dolnej. Wypełniają je czerwone osady rezydualne typu *terra rosa*, zawierające konkracje wodorotlenków żelaza. Niektóre z konkracji mają pokrój obłeczonych ziaren i reprezentują tzw. rudy bobowe. Czasami, w obrębie zamkniętych lejów formowały się małe zbiorniki wodne z bogatą florą i mikroflorą (np. w Tarnowie Opolskim). Te właśnie szczątki florystyczne wskazują na miocenny wiek tworzenia i wypełnień form krasowych, będący następnym w sukcesji utworem geologicznym, zachowanym w rejonie Góry Św. Anny.

Utwory zaliczane do neogenu, pojawiają się także w podłożu osadów czwartorzędowych w odległości około 3,5 km od na południowy zachód od szczytu Góry Świętej Anny. Reprezentowane są przez warstwy poznańskie – około 100 metrowy kompleks naprzemianległych warstw ilów, mułków, piasków lub żwirów. W spągu przeważają ciemnoszare i zielonkawe iły przewarstwione mułkami. Wyższą część warstw poznańskich stanowią tzw. „iły płomieniste” – smugowane i pstre o bardzo zmiennym zabarwieniu, z wkładkami piasków i żwirów, niekiedy z konkracjami żelazistymi. Wiek tych osadów określono na miocen - sarmat (Sadowska 1975).

Długotrwała erozja, trwająca przez kilkadziesiąt milionów lat paleogenu i neogenu, a potem czwartorzędu, wycięła w miękkich ilach górnego triasu rozległą dolinę, leżącą na północ od Garbu Chełmskiego, która można uznać za pradolinę Małej Panwi – ówczesnej wielkiej rzeki (fig. 1). Odra w owym czasie była jedynie jej podrzędnym dopływem.

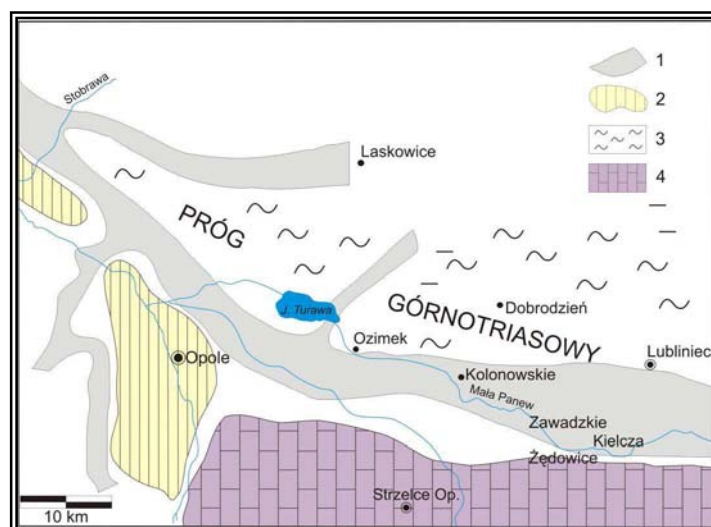


Fig. 1. Pradolina Małej Panwi. 1 – aluwia pra-Małej Panwi; 2 – kreda; 3- kajper; 4 – wapień muszlowy.

Starsze osady czwartorzędowe zachowały się jedynie w obniżeniach okalających od północy i południa Grzbiet Chełmu. W rejonie Leśnicy – Lichyni, reprezentują je gliny zwałowe zlodowacenia południowopolskiego (630 tys. lat), które przykryte są z kolei moreną denną zlodowacenia środkowopolskiego (300 tys. lat). Te ostatnie utwory, występują także na północ od Góry Św. Anny, gdzie zawierają zarówno materiał skandynawski jak i lokalny (od kulmu, przez pstry piakowiec, wapień muszlowy, kajper, jurę, kredę). Assmann (1932a) wspomina też o otoczakach skrzemionkowanych drzew kredowych znalezionych w okolicy Dolnej.

Osadami najmłodszego zlodowacenia (Wisły), są niewątpliwie lessy przykrywające Garb Chełma. Tworzą one warstwę o zmiennej grubości od 2 do 7 m. Lessy zawierają liczne konkrety wapienne (kukielki) oraz ślimaki lądowe – *Helix hispida* i *Succinea oblonga*.

Do osadów holocenu zalicza się powszechnie występujący materiał deluwialny. Najciekawszym utworem holocenijskim są martwice wapienne występujące w Leśnicy. Przyjmuje się, że tworzyły się one, podobnie jak w innych miejscach Wyżyny Śląsko-Krakowskiej, w czasie od atlantyckiego optimum klimatycznego (8 tys. lat BP) do około 2000 lat temu.

V TRIAS OBSZARU ŚLĄSKA

HISTORIA ROZWOJU BASENU

We wczesnym triasie teren Śląska położony był w ciągu wyniesień oddzielających strefę oceanu Tetydy od jej północnego obszaru marginalnego, nazywanego basenem germańskim. Rejon Góry Św. Anny, który dzisiaj znajduje się na szerokości geograficznej 50°27', leżał znacznie bardziej na południe (ponad 3000 km od obecnego położenia), w okolicy Zwrotnika Raka (23° szerokości geograficznej). Lokalizacja ta implikowała dominację suchego i gorącego klimatu przez prawie cały okres triasu. Powstawały wówczas osady kontynentalne, o typowej dla półpustynnych terenów czerwonej barwie. Rzeki i jeziora wypełniały się wodą w okresie rzadkich, ale ulewnych deszczy, w pozostałym czasie były wyschnięte.

Jak wynika z danych badań sedymentologicznych, paleontologicznych i magnetostratygraficznych, z końcem wczesnego triasu wody oceaniczne przekroczyły strefę grzbietu poprzez system obniżeń i cieśnin, rozwiniętych na reaktywowanych uskockach hercyńskich strefy morawsko-śląskiej. W triasie środkowym dotarły aż po obszar obecnego Morza Północnego i Anglię (fig. 2 i 3). Doprowadził to do stopniowego zalania wcześniejszych lądów i utworzenia rozległego, choć płytkiego morza, tzw. Morza Germańskiego. W Polsce utrzymało się ono przez 15 mln lat. Akwen ten był w znacznym stopniu izolowany od leżącego na południu oceanu Tetydy przez wielkie wyspy. Trzy wąskie i długie cieśniny, w dodatku czasami zanikające, nie wystarczały do łatwej wymiany wód i organizmów pomiędzy basenami, toteż faunę Morza Germańskiego cechuje pokaźny endemizm, stwierdzony między innymi w utworach kamieniołomu Ligoty Dolnej i Góry Św. Anny. W większości występujących tu skalnych formacji ponad połowa gatunków, to formy znane wyłącznie z Opolszczyzny albo tylko z basenu germańskiego. Najważniejsza z trzech cieśnin zaczynała się właśnie na Śląsku, w rejonie czeskiej Ostrawy, skąd prowadziła na południe, ku oceanowi. Dlatego też w opolskich skałach można znaleźć więcej zwierzęcych kości z odległego oceanu południowego, niż w Niemczech, czy w rejonie świętokrzyskim.

Środkowotriasowa transgresja morska (wapień muszlowy) osiągnęła swoje maksimum w anizyku, który wyróżnia szczególnie duży udział fauny tetydzkiej oraz powstaniem najstarszych na świecie, datowanych raf koralowcowych mezozoiku, budujących tzw. warstwy karchowickie.

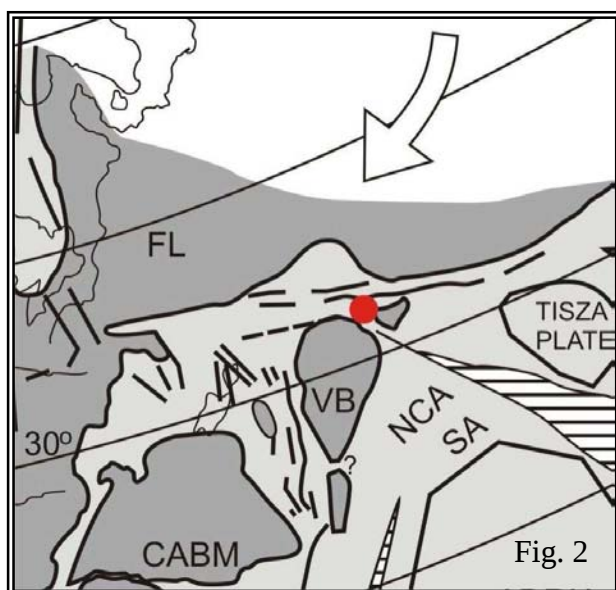


Fig. 2. Paleogeograficzne położenie obszaru Śląska (kropka) w środkowym triasie (wg Szulc 2000, zmienione). FL – Łąd Fennosarmacki, VB – Masyw Windelicko-Czeski, NCA – Alpy Płn. SA – Alpy Południowe.

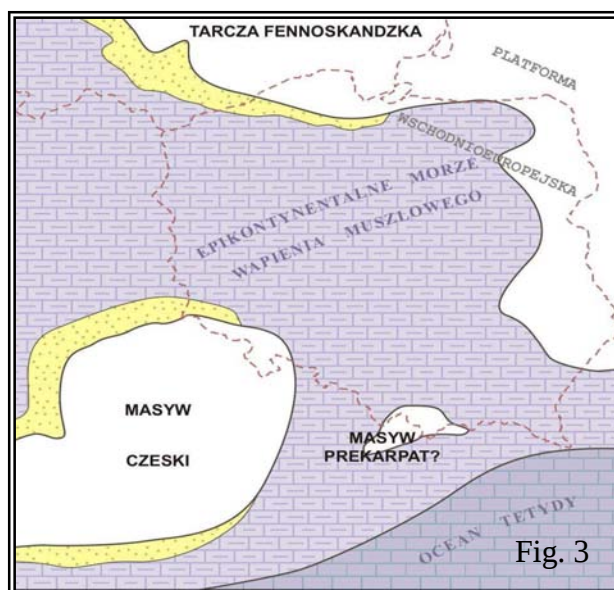
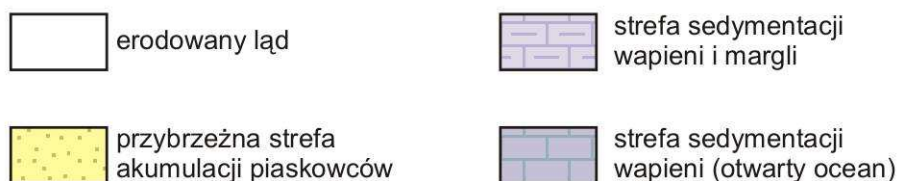


Fig. 3. Paleogeograficzne położenie obszaru Polski w środkowym triasie:



Okres schyłku anizyku cechuje regresja morska, która na obszarze Polski południowej zaznaczyła się tworzeniem wapieni i dolomitów z ewaporatami, charakterystycznymi dla środkowego wapienia muszlowego. W czasie następnej transgresji, powstał kolejny kompleks osadów wapiennych tzw. górnego wapienia muszlowego, wykazujący jednak kilkukrotnie mniejszą miąższość od kompleksu dolnego wapienia muszlowego. Wynikało to przede wszystkim z ruchów wypiętrzających, prowadzących do spłylenia, a następnie wynurzenia obszaru śląsko-krakowskiego, co znajduje swój zapis w powstaniu mieszanych osadów, węglanowo-klastycznych najwyższego wapienia muszlowego oraz erozji starszych osadów trwającej do początków późnego triasu - karniku. Osady triasu górnego wskazują na przemienne fazy sedimentacji płytkomorskiej i lądowej z ewaporatami oraz okresami silnej erozji (np. piaskowca trzciniowego), związanej z wczesnokimeryjskimi ruchami tektonicznymi.

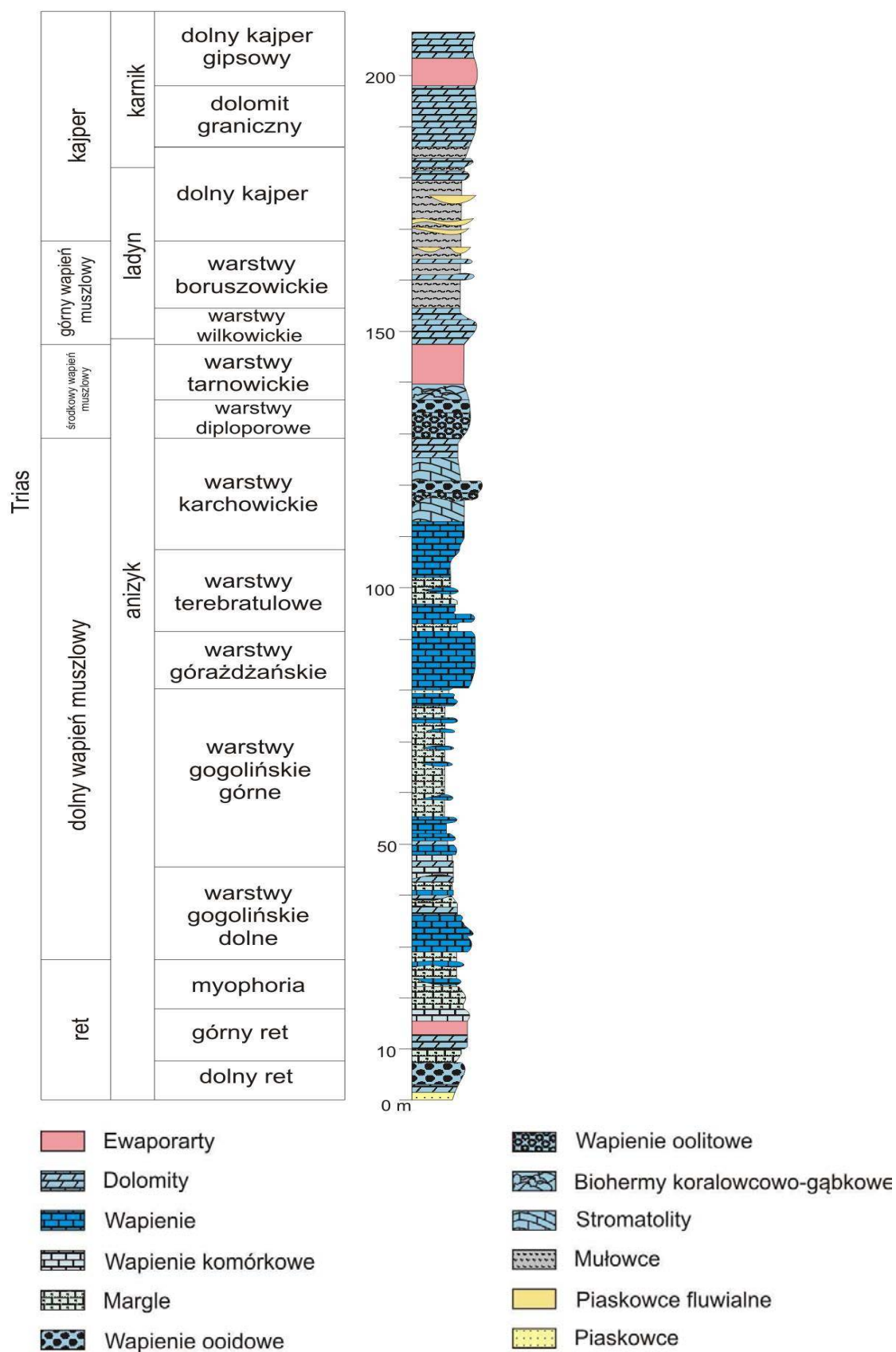
Stopniowe zwilgotnienie klimatu w noryku, związane było z dryftem omawianego obszaru na północ. Spowodowało to zanik ewaporatów i tworzenie osadów efemerycznych rzek roztokowych, formujących pstre utwory równi mułowcowych, znanych między innymi z bogatych brekcji kostnych z Krasiejowa, czy Lipia Śląskiego. U schyłku triasu, w retyku, doszło do dalszej pluwializacji klimatu, a w związku z tym, ożywienia procesów erozji.

LITOSTRATYGRAFIA:

Sukcesja litostratygraficzna triasu śląskiego jest klasycznie trójdzielna i wynika z zarysowanej powyżej historii basenu sedimentacyjnego (fig. 4). Profil triasu rozpoczyna się osadami lądowymi pstrego piaskowca, które poprzez sekwencje ewaporatowe retu

przechodzą w wapienie i dolomity wapienia muszlowego. Górny trias zdominowany jest przez osady lądowe kajpru.

Fig. 4. Schemat stratygrafii osadów triasu śląskiego.



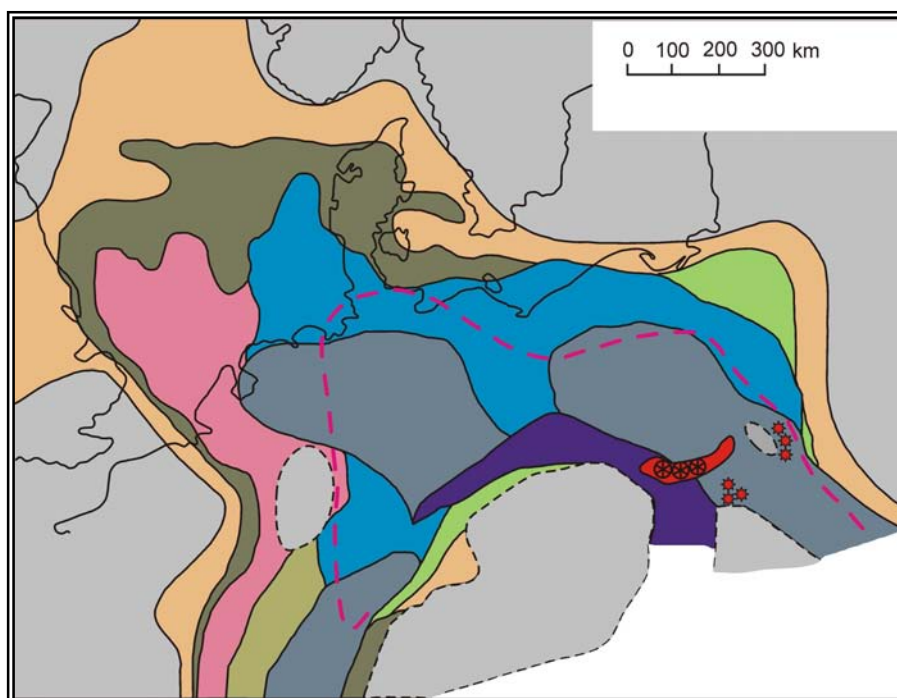


Fig. 5. Mapa paleogeograficzna utworów dolnego wapienia muszlowego – warstwy terebratulowe.



Trias śląski leży w rejonie strzeleckim niezgodnie na różnych utworach paleozoiku, głównie na osadach dolnego karbonu, wykształconego tu w tzw. facji kulmu (głębokowodnych piaskowców i mułowców).

Częste okresy wynurzeń skał spod powierzchni wody, potencjalnie winny sprzyjać procesom diagenetyzacji meteorycznej, a zwłaszcza krasowieniu utworów węglanowych, tak triasowych jak i starszych. Ze względu jednak na generalnie suchy klimat procesy te ograniczone były do krasowienia (i dolomityzacji) w strefie mieszania wód meteorycznych i morskich (np. na wyspie Starych Glin) oraz rozwoju krasu powierzchniowego. Ich intensywniejszy przebieg cechował bardziej wilgotne interwały triasu dolnego i retyku.

VI HISTORIA WULKANU NA GÓRZE Św. ANNY

Wulkan na terenie dzisiejszej Góry Św. Anny pojawił się w późnym paleogenie. Dowiodły tego datowania radiometryczne nefelinów, przeprowadzone przez Birkenmajera i Pécskaya (2002). Głębokie pęknięcia skał, przez które pierwszy raz wydobyła się płynna magma, powstały w wyniku ugięcia i obciążenia obszaru Śląska fałdującymi się i nasuwającymi od południa Karpatami.

W okresie tym skały triasowe przykryte były kilkudziesięciometrową pokrywą osadów kredowych, na których spoczęła podstawa nowego wulkanu. Wypływom lawy towarzyszyły wyrzuty materiału piroklastycznego – popioły (tufy) i bomby wulkaniczne, a nawet fragmenty nefelinu wyrwane przez eksplozję ze ścian wulkanu (ostrokrawędziste kawałki nefelinu widoczne w obrębie brekcji piroklastycznej – kamieniołom). Rozbudowujący się stożek złożony był z powtarzających się i leżących naprzemianległe

warstw lawy i popiołów. Jego współczesnym odpowiednikiem może być Wezuwiusz, jednak formujący się w paleogenie stożek na Górze Św. Anny, był od niego znacznie mniejszy.

Całkowita erozja pokrywy kredowej i leżącego na niej stożka nastąpiła po oligocenie. Konusowaty kształt dzisiejszego szczytu Góry Św. Anny zbudowanego z wulkanitów, nie ma nic wspólnego z pierwszym, prawdziwym stożkiem. Jest to twardzielec – fragment komina wypełniony bardziej odpornym na wietrzenie nefelinitem - denudowany wolniej niż otaczające go wapienie i tufy wulkaniczne (por. Rode 1934).

Jednocześnie erozja pokrywy kredowej w neogenie wskazuje, że najwyższa powierzchnia zrównania na Grzbiecie Chełma, rozwinięta na triasie i opisana jako paleogeńska (Piasecki 1968), jest w istocie neogeńską, tak jak i niższe powierzchnie (Niedźwiedzki 1993a). Wielkie bloki skał osadowych zmienione termicznie na granicy z wulkanitami i zachowane kilkadziesiąt metrów poniżej podstawy wulkanu świadczą o tym, że badane wystąpienie jest pozostałością głęboko zerodowanej kaldery (por. Rode 1934).

Szczegółowy model jej rozwoju (Niedźwiedzki 1994) jest częściowo nieaktualny, gdyż bazował na stwierdzonej przez Kruczyk i in. (1977b) dwufazowości wulkanizmu (szat i akwitan). Nowe badania (Birkenmajer i Pécskay 2002) wykazały, że wulkanity datowane na akwitan (Kruczyk i in. 1977b) mają wiek 27 mln lat (szat), a więc są równowiekowe ze „starszą” generacją. Obie „generacje” wulkanitów miały tę samą, odwróconą, magnetyzację. Tym niemniej koncepcja wulkanu tufowego z wylewami lawy dopiero w drugiej fazie (Rode 1934) wydaje się słabo uzasadniona, gdyż jedynym argumentem było przecięcie tufu przez dawkę nefelinitową. Ultrazasadowy wulkanizm raczej wyklucza powstanie czysto tufowych stożków, zwłaszcza że w piroklastykach z Góry Św. Anny znajdują się bloki nefelinitów, co wskazuje na mieszany efuzywno-erupcyjny wulkanizm. Przez cały czas zdecydowanie dominowała jednak działalność efuzywna. Wyrzut mógł być spowodowany przejściowym wzbogaceniem lawy w krzemionkę, pochodzącą ze skał mezozoicznych tworzących ściany przewodu wulkanicznego. We współczesnych wulkanach o silnie zasadowym składzie lawy, opisywane są warstwy piroklastyków w obrębie serii lawowych (Łucickij 1971) i nie wiąże się to z wulkanami tufowymi. Dlatego uważamy, że na Górze Św. Anny istniał stratowulkan.

Pierwszym etapem w jego rozwoju było powstanie w oligocenie (szat) wulkanu lawowego. W tym okresie tworzyły się również silnie intrudujące w pobliżu granicy skał triasu i kredy. Po tysiącach lat aktywności, doszło do głębokiego zapadnięcia pustej komory wulkanu i utworzenia w jego centralnej części kaldery. Podczas zapadania wielkie bloki nefelinitu, tufu i skał osadowych (trias i kreda), oderwane zostały od poziomu swojego pierwotnego występowania i przesunięte w głąb ziemi, kilkadziesiąt metrów poniżej powierzchni terenu.

Po okresie spokoju i erozji resztek stożka we wczesnym akwitanie, udokumentowano drugą fazę jego aktywności – 21 ± 3 mln lat (Kruczyk i in. 1977b). W peryferyjnej części kaldery dochodzi do powstania nowego wulkanu lawowego, przy czym od głównego pnia odchodzi kilka bocznych kanałów. Niektóre, pogrążone wcześniej bloki skał kredowych poddane zostały powtórnie oddziaływaniom metamorfizmu termicznego na kontakcie z lawą.

W ostatnim etapie zaznaczają się wpływy działalności hydrotermalnej, wśród spękanych skał krążyły gorące roztwory wodne, będące reliktem zakończonej aktywności wulkanicznej. Postępująca równocześnie erozja prowadzi do stopniowego zniszczenia pokrywy skał kredowych oraz rozwiniętego na niej stożka Góry Św. Anny.

Kruczyk i in. (1977a) oszacowali głębokość komory magmowej, która znajdować się miała około 50 km pod powierzchnią terenu. Ponieważ strefa nieciągłości Moho w rejonie Góry Św. Anny przebiega na głębokości około 31 km (Skudrzyk 1973), podana przez nich odległość - 50 km, dotyczy raczej poziomu generowania magmy, a więc położenia ogniska wulkanicznego. Musiało ono znajdować się w obrębie płaszcza Ziemi, co tłumaczyłoby skład law. Sama komora zlokalizowana była natomiast dość płytko, a w efekcie jej zapadnięcia

utworzyła się kaldera. To katastrofalne zdarzenie zainicjowały ruchy tektoniczne związane ze strefą uskokuwą Odry (Niedźwiedzki 1994). Autor ten opisuje system równoleżnikowych uskokuw schodowych stanowiących północną krawędź rowu Kędzierzyna. Ponadto dzieli wielkie bloki tektoniczne, występujące w rejonie Góry Św. Anny na jednostki mniejszego rzędu – zręby i rowy.

VII ZAKRES PRAC

We wstępnym etapie realizacji opracowania wykonany został przegląd istniejących zasobów dostępnej literatury i źródeł informacji kartograficznej (mapy, zdjęcia lotnicze itp.), tematycznie związanych z projektowanym przedsięwzięciem. Umożliwiło to przygotowanie planu działań geologicznych, które podzielone zostały na trzy główne etapy - prace terenowe, laboratoryjne i kameralne.

W ramach prac terenowych przeprowadzono szczegółowe zdjęcie geologiczne w skali 1:10000 na obszarze planowanego Geoparku (powierzchnia około 29 km²), obejmującego Górę Św. Anny i jej najbliższe otoczenie. W celu właściwego udokumentowania mapy odwiercono 216 ręcznych sond kartujących o średniej głębokości 3 m oraz 27 otworów sondą mechaniczną o głębokości od kilku do około 20 m (fot. 6). Sondy mechaniczne dokumentują osady czwartorzędowe oraz ich podłoże. Ponadto wykonano 200 km marszrut.

W trakcie prac terenowych przeprowadzono wstępną wizję lokalną (fot. 7), podczas której sporządzono karty inwentaryzacyjne odsłonieć (fig. 6). Zawierają one podstawowe informacje dotyczące lokalizacji obiektu, jego aktualnego stanu, a także krótki opis geologiczny i ocenę walorów atrakcyjności turystycznej, naukowej i dydaktycznej (zał. 1). Przegląd kart inwentaryzacyjnych pozwolił wyłonić najciekawsze odsłonięcia, które włączone zostały do planowanej ścieżki edukacyjnej. W kluczowych punktach pobrano próbki do badań petrograficznych, mineralogicznych, paleontologicznych, sedimentologicznych i geochemicznych. Wykonano także pomiary GPS oraz liczne fotografie dokumentacyjne. Wytyczony został również przebieg szlaku edukacyjnego, a także miejsca posadowienia tablic informacyjnych.



Fot. 6. Prace kartograficzne – sondy mechaniczne (R. Sikora)

Fot. 7. Prace terenowe – jedna z pierwszych wizyt w kamieniołomie nefelinitu (R. Sikora)

Prace laboratoryjne polegały w głównej mierze na maceracji pobranych próbek skalnych oraz w późniejszym okresie, na przygotowaniu płytek cienkich i zgładów. Próbki poddano analizie mikrofacjalnej w celu wyróżnienia głównych komponentów utworów węglanowych, ultrastruktur i mikroskamieniałości oraz obserwacji rodzaju i stopnia

zaawansowania procesów diagenetycznych – tak wczesnych jak i późnych. Przeprowadzono także badania petrograficzne, mineralogiczne i geochemiczne występujących w rejonie Góry Św. Anny skał wulkanicznych. Pozwoliły one na odtworzenie środowiska i warunków ich powstawania. Podobnym badaniom poddane zostały kontaktujące w obrębie kamieniołomu z wulkanitami skały osadowe. Otrzymane wyniki posłużyły do określenia genezy występującej tu mineralizacji wtórnej.

Prace kameralne polegały na oznaczaniu materiału mikropaleontologicznego oraz przeprowadzaniu analizy mikrofacjalnej (rozpoznanie zespołów charakterystycznej fauny). Opracowano także przekroje i mapy geologiczne rejonu Góry Św. Anny w skali 1:10000 - bez utworów czwartorzędowych oraz geomorfologiczną (zał. 2). Są one edytowane w programie CorelDraw.

Na bazie zgromadzonej podczas badań i prac terenowych dokumentacji naukowej oraz fotograficznej, zaprojektowano tablice edukacyjne (zał. 3). Zawierają one plan Geoparku z zaznaczoną trasą ścieżki edukacyjnej i kolejnymi stanowiskami obserwacyjnymi oraz opisy danych punktów zobrazowane fotografiami, rekonstrukcjami i schematami, umożliwiającymi łatwe przyswojenie treści merytorycznej. Przygotowano także projekt folderu informacyjnego, który będzie pewnego rodzaju przewodnikiem, ułatwiającym zwiedzanie planowanego Geoparku.

Fig. 6. Mapa lokalizacyjna obiektów, dla których sporządzono karty inwentaryzacyjne.



VIII OPISY ODSŁONIEŃ (OBIEKTÓW)

1. KAMIENIOŁOM LIGOTA DOLNA

LOKALIZACJA:

Kamieniołom Ligota Dolna (KIO Nr 1) zlokalizowany jest około 350 m na południowy-wschód od miejscowości o tej samej nazwie, w bezpośrednim sąsiedztwie rezerwatu florystycznego z rzadką roślinnością stepową i kserotermiczną. Kamieniołom jest własnością prywatną. Zajmuje północną część stoku wzniesienia Ligocka Góra Kamienna (323 m n.p.m.).

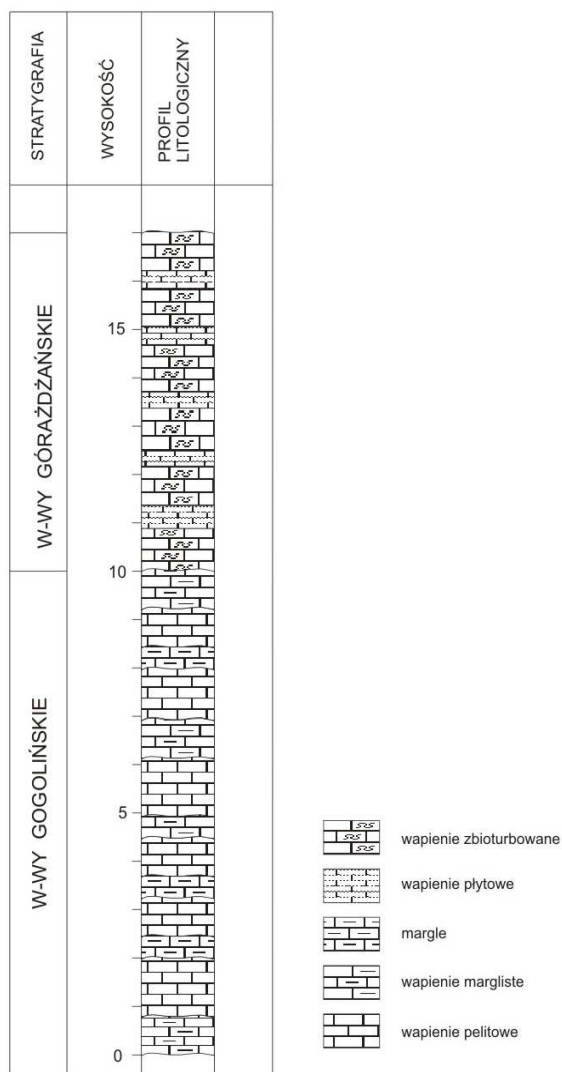
Do wyrobiska prowadzi droga gruntowa (stan zadowalający) od strony Ligoty Dolnej. Punktem charakterystycznym jest okazały i dobrze zachowany piec wapienniczy z płaskorzeźbą przedstawiającą „Ikara” – bohatera starogreckiego mitu (pamiątka ku czci lotnika, który zginął na skutek zderzenia z piecem w 1932 r. lub 1938 r.).

OPIS PROFILU ODSŁONIECIA (OBIEKTU):

Kamieniołom w Ligocie Dolnej założony został jeszcze przed II wojną światową.

KAMIENIOŁOM LIGOTA DOLNA

Skala pionowa 1:100



Intensywna działalność górnicza miała miejsce w latach 70. i 80. XX w. – wydobywano wapień na potrzeby drogownictwa i przemysłu wapienniczego (Niedźwiedzki i Zarankiewicz 2007; Gołąbek 2009). Postęp prac górniczych prowadzony był w kierunku południowym (wcinanie się w zbocze wzniesienia). Eksploatację zatrzymano w 1994 r.

W opuszczonym dziś kamieniołomie widoczna jest 10 metrowa sukcesja górnych warstw gogolińskich – poziom dolny (fot. 8) oraz 5, maksymalnie 8 metrowa spągowej części warstw góraźdzańskich (fot. 9) reprezentujących osady triasu środkowego – poziom górny (fig. 7). Długość odsłonięcia wynosi około 250 m.

Profil warstw gogolińskich (formacja gogolińska) tworzą cienko uwarstwione (miąższość od 2 do 4 cm) osady margliste, przeławiczone horyzontami drobnoziarnistych wapieni o wyraźnie zmiennej grubości (z lekko zaburzonymi faliście powierzchniami dolnymi i górnymi poszczególnych warstewek). Wkładki wapieni wykazują z reguły ograniczony zasięg lateralny, do rozmiaru 1 metrowej rynny (fot. 10), normalną gradację ziarna (przykładowo od intraklastów o średnicy 1 - 2 cm do pelitu) oraz charakterystyczne i dobrze widoczne warstwowanie kopułowe (*hummocky cross stratification*), wskazujące na ich burzową genezę.

Fig. 7. Profil litologiczny.

Generalnie w całym odsłonięciu obserwuje się spadek udziału margli na rzecz wapieni w miarę przesuwania się w górne części profilu. Poza tym warto nadmienić, że w spągowych partiach widocznych w obrębie kamieniołomu warstw gogolińskich występują wkładki margliste z dobrze zachowanymi odciskami napławionych roślin lądowych, które nie pojawiają się już wyżej. W wyższej części odsłonięcia dość powszechnie spotykane są małże bentoniczne, głównie z gatunku *Plagiostoma striatum* oraz łodziki (mniej liczne) reprezentujące formy nektoniczne (fot. 11).

Warstwy gogolińskie przechodzą dość nagle w kalkarenitowe wapienie reprezentujące warstwy górażdzańskie. Zmienia się dość wyraźnie kolor skały (jest jaśniejszy) i grubość poszczególnych ławic. Próbkę zawierają bogaty, pokruszony materiał biogeniczny – muszle i onkoidy (fig. 8).

Utwory warstw górażdzańskich (poziom górny kamieniołom), zdominowane są przez kalcysiltyty i kalkarenity, wykazujące warstwowanie przekątne (najczęściej kopułowe). Strop wkładek tempestytowych, ujęty jest w charakterystyczne riplemarki – symetryczne, pokrywające dość dużą powierzchnię spągu poziomego górnego. Tworzą długie (miejscami do 12 m) faliście powyginane grzbiety o przebiegu zbliżonym do linii N-S, z lekkim odchyleniem na E (od 10° do 15°). Ich wysokość dochodzi do kilku centymetrów, a widoczne czasami rozstępy do kilkudziesięciu centymetrów (fot. 12). Uwzględniając wysokość, amplitudę riplemarków oraz grubość ziarna w ich obrębie, można przyjąć, że są one „produktem” falowania oscylacyjnego - typowego dla schyłkowej fazy sztormu, sięgającego dna na głębokości około 15 - 20 m pod powierzchnią wody.

Generalnie sukcesja widoczna w kamieniołomie Ligota Dolna jest typowa dla TST-HST (*transgressive system tracts – highstand system tracts*), gdzie warstwy gogolińskie reprezentują TST, zaś warstwy górażdzańskie są utworem typowym dla HST. W kategorii analizy rozwoju transgresji morskiej omawiana sukcesja reprezentuje fazę transgresji postępującej na głębokiej rampie węglanowej (warstwy gogolińskie) oraz fazę stabilizacji poziomego morza (HST) stowarzyszonego ze stopniowym wypełnianiem osadami i spłyceniem zbiornika do głębokości umożliwiającej oddziaływanie falowaniu burzowemu. Warstwy górażdzańskie, zbudowane są ze zbioturbowanych, drobnoziarnistych wapieni (kalcylutyty, kalcysiltyty), przeławiconych przekątnie warstwowanymi kalkarenitami, najczęściej zwieńczonymi riplemarkami oscylacyjnymi. Charakter warstwowania przekątnego (HCS) jednoznacznie w tym przypadku wskazuje na falowanie i prądowanie sztormowe jako główny czynnik sedymentacji.

Wapienie triasu rozpoznane w kamieniołomie Ligota Dolna, pocięte są w kilku miejscach lejami krasowymi o głębokości dochodzącej do 5 metrów i szerokości do 7 metrów. Największy z nich znajduje się w północnej części wyrobiska, w obrębie warstw gogolińskich (poziom dolny). Forma ta rozwinęła się w ścianie zbudowanej ze średnio i cienko uławiconych wapieni na skutek rozpuszczania tych skał przez roztwory krążące wzdłuż naturalnych pęknięć i szczelin, w warunkach dosyć wilgotnego i ciepłego klimatu (fot. 13). Leje wypełnione są czerwonym osadami rezydualnymi typu *terra rosa*, złożonymi z ziaren kwarcu i mieszanek ilasto-organicznej. Zawierają także konkretne wodorotlenków żelaza. Niektóre z konkrekcji mają pokrój gładkich ziaren i reprezentują tzw. rudy bobowe. W lejach, jak np. w nieodległym Tarnowie Opolskim, formowały się epizodycznie małe zbiorniki wodne z bogatą florą i mikroflorą. Te właśnie szczątki florystyczne pozwalają określić wiek ich tworzenia na mioceni.

STAN ODSŁONIĘCIA (OBIEKTU):

Kamieniołom wymaga niewielkiego przygotowania do ewentualnej ekspozycji. Należy przeprowadzić prace porządkowe - wycięcie krzaków, szczególnie w dolnej części przy leju krasowym, usunięcie śmieci oraz zwietrzeliny pokrywającej powierzchnię

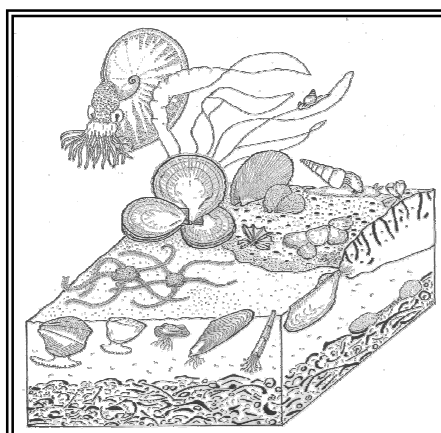
z riplemarkami na poziomie górnym. Zwiedzając wyrobisko należy zachować szczególną ostrożność przy bezpośrednim podchodzeniu do ścian – istnieje możliwość obrywania się bloków skalnych z wyższych partii odsłonięcia. Trzeba także zamontować barierki ochronne przy krawędzi poziomu górnego w okolicach wystąpień riplemarków. Walory obiektu – dobrze zachowany profil, różnorodność form i zjawisk geologicznych, występowanie skamieniałości.



Fot. 8. Warstwy gogolińskie – dolny poziom kamieniołomu (R. Sikora)
Fot. 9. Warstwy górażdżańskie – górny poziom kamieniołomu (R. Sikora)



Fot. 10. Kocioł wirowy (*gutter cust*) – widok w odsłonięciu i naszlif (J. Szulc)



Fot. 11. Łodziki (*Nautiloidea*) z wyższej części profilu warstw gogolińskich (J. Szulc)
Fig. 8. Rekonstrukcja biocenozy - górne warstwy gogolińskie (H. Hagdorn)



Fot. 12. Riplemarki (R. Sikora)



Fot. 13. Leń krasowy – niższy poziom kamieniołomu w Ligocie Dolnej (R. Sikora)

2. LIGOCKA GÓRA KAMIENNA

Podczas prac terenowych prowadzonych w rejonie Ligoty Dolnej opisano trzy obiekty geologiczne, którym nadano robocze nazwy - „Ligocka Góra 1 – pojedyncze bloki” (KIO Nr 2), „Ligocka Góra 2 – półka skalna” (KIO Nr 3) oraz „Ligocka Góra 3 – odsłonięcia 1-3” (KIO Nr 4, 5, 6). Są to wychodnie skał węglanowych (wapień – warstwy góraždzańskie), pojawiające się wzdłuż krawędzi morfologicznej ostańca denudacyjnego Ligocka Góra Kamienna (o założeniach tektonicznych) i jego rozwinięciu w kierunku wschodnim (zalesione wzniesieni o wysokości 320,7 m n.p.m.).

LIGOCKA GÓRA 1 – POJEDYNCZE BLOKI

LOKALIZACJA:

Wychodnie skalne (pojedyncze bloki - KIO Nr 2) u podnóża wyraźnego wzniesienia o charakterze ostańca denudacyjnego - Ligocka Góra Kamienna (326 m n.p.m.) – występujące przy krawędzi w jego południowo-zachodniej części. Zlokalizowane są w odległości około

150 - 180 m na północ od pasa drogowego autostrady A-4 i około 1,2 km na południe od zabudowań miejscowości Ligota Dolna, na terenie rezerwatu florystycznego z rzadką roślinnością stepową i kserotermiczną.

Do odsłonięcia dotrzeć można drogą gruntową od strony Ligoty Dolnej – prowadzącą do nieczynnego kamieniołomu wapienia, a następnie udać się na południe w kierunku silnie zalesionego wzniesienia. Słabo widoczne bloki skalne wyłaniają się po jego lewej stronie za zniszczonym płotem z drutu kolczastego. W miejsce to można także dotrzeć zielonym szlakiem turystycznym. Wejście na szlak znajduje się przy drodze publicznej Ligota Dolna – Oleszka (przed pasem autostrady A-4), około 400 m od drogi gruntowej prowadzącej do kamieniołomu.

OPIS PROFILU ODSŁONIĘCIA (OBIEKTU):

Pojedyncze bloki skalne występujące u podnóża wzniesienia Ligockiej Góry Kamiennej. Są to zazwyczaj małe fragmenty (wielkość około 1,0 - 1,2 m, sporadycznie 2,0 - 2,5 m) litych, gruboławicowych wapieni charakterystycznych dla warstw górażdżańskich (trias środkowy). Miąższość ławic, widocznych w obrębie poszczególnych bloków, jest zmienna. Wynosi od około 10 - 15 cm w przypadku wapieni ziarnistych do około 30 - 40 cm w przypadku warstw zbioturbowanych. Niektóre fragmenty skał zbioturbowanych są dość mocno zwietrzałe. Na powierzchniach litych bloków wapieni kalkarenitowych widoczne jest lokalnie chaotyczne warstwowanie przekątne (typowe dla sztormowej turbulencji wody).

STAN ODSŁONIĘCIA (OBIEKTU):

Miejsce praktycznie niedostępne, gęsto zarośnięte kolczastą roślinnością krzewiastą i drzewiastą. Podczas penetracji naukowej zaleca się ostrożne poruszanie w obrębie rumoszu skalnego. Biorąc pod uwagę niską ocenę atrakcyjności turystyczno-estetycznej oraz naukowej i dydaktycznej opisywanych wychodni wapieni, nie przewiduje się włączenia ich do projektowanej ścieżki edukacyjnej Geoparku „Góra Św. Anny”.

LIGOCKA GÓRA 2 – PÓŁKA SKALNA

LOKALIZACJA:

Wychodnie wapieni triasu środkowego (warstwy górażdżańskie) tworzą tu charakterystyczną półkę skalną w szczytowych partiach Ligockiej Góry Kamiennej (323 m n.p.m.). Płasko leżące odcinki warstw widoczne są przy krawędzi wzniesienia w jego południowo-zachodniej części (KIO Nr 3). Miejsce to znajduje się w odległości około 150 - 180 m na północ od pasa drogowego autostrady A-4 i około 1,2 km na południe od zabudowań miejscowości Ligota Dolna, na terenie rezerwatu florystycznego (60 m w kierunku południowo-wschodnim od obiektu „Ligocka Góra 1 – pojedyncze bloki”).

Do odsłonięcia dotrzeć można drogą gruntową od strony Ligoty Dolnej, prowadzącą do nieczynnego kamieniołomu wapienia, a następnie udać się na południe w kierunku silnie zalesionego wzniesienia. Półka skalna znajduje się w jego szczytowych partiach. W miejsce to można także dotrzeć zielonym szlakiem turystycznym. Wejście na szlak znajduje się przy drodze publicznej Ligota Dolna – Oleszka (przed pasem autostrady A-4), około 400 m od drogi gruntowej prowadzącej do kamieniołomu.

OPIS PROFILU ODSŁONIĘCIA (OBIEKTU):

Wychodnie litych, jasnoszarych, gruboławicowych wapieni triasu środkowego (warstwy górażdżańskie) tworzą w opisywanym miejscu stromą i wysoką ścianę - szczególnie od strony południowej wzniesienia (fot. 14) Długość odsłonięcia wynosi około 4 m, a wysokość od krawędzi do podstawy około 6 m.



Fot. 14. Ligocka Góra 2 – półka skalna (M. Markowiak)

Poszczególne ławice (górną część półki skalnej) zalegają w charakterystycznym, płytowym i „schodkowym” ułożeniu (efekt rozpadu na granicach zmian litologicznych). Ich grubość jest zmienna i wynosi średnio około 15 cm w przypadku wapieni ziarnistych oraz 30 cm w warstwach zbioturbowanych (pomiar z górnych partii odsłonięcia). W obrębie cieńszych ławic widoczne jest lokalnie warstwowanie przekątne. U podnóża odsłonięcia zalega rumosz skalny.

Obserwując z opisywanego miejsca próg strukturalny w kierunku wschodnim i zachodnim, można dostrzec kolejne, mocno zarośnięte murawami i krzewami, pojedyncze lub tworzące kilku-, a nawet kilkunastometrowe ciągi wychodni wapieni. Tworzą one, od strony wierzchołkowej, ambony pionowo schodzące w dół stoku. Bardzo trudny teren uniemożliwia dokładne obserwacje.

STAN ODSŁONIĘCIA (OBIEKTU):

Teren bardzo trudny. Zaleca się zachowanie szczególnej ostrożności podczas poruszania się w obrębie i przy krawędzi progu skalnego – penetracja naukowa. Dodatkowo obszar porośnięty jest gęstą, kolczasta roślinnością krzewiastą i drzewiastą. Przygotowanie obiektu na potrzeby ruchu turystycznego wymaga dużych nakładów prac porządkowych i zabezpieczających. Biorąc pod uwagę niską ocenę atrakcyjności turystyczno-estetycznej oraz naukowej i dydaktycznej wychodni, nie przewiduje się włączenia tego miejsca do projektowanej ścieżki edukacyjnej Geoparku „Góra Św. Anny”.

LIGOCKA GÓRA 3 – ODSŁONIĘCIA 1-3

LOKALIZACJA:

Wychodnie skał węglanowych triasu środkowego „Ligocka Góra 3 – odsłonięcia 1-3” widoczne są w szczytowych partiach zalesionego wzniesienia (320,7 m n.p.m.), stanowiącego przedłużenie w kierunku wschodnim Ligockiej Góry Kamiennej. Znajdują się one około 250 - 300 m na wschód od granic rezerwatu Ligota Dolna oraz około 150 m na północ od pasa autostrady A-4.

Dojście od strony Ligoty Dolnej – drogą prowadzącą do kamieniołomu, następnie w kierunku południowym, aż do osiągnięcia zielonego szlaku turystycznego (biegnie wzdłuż granicy rezerwatu florystycznego), a w miejscu, gdzie zakręca on wyraźnie na północ, należy skierować się w stronę rezerwatu Biesiec. Istnieje też możliwość bezpośredniego wejścia na szlak, które znajduje się po lewej stronie drogi Ligota Dolna – Oleszka (przed pasem autostrady A-4), około 400 m od drogi gruntowej prowadzącej do kamieniołomu.

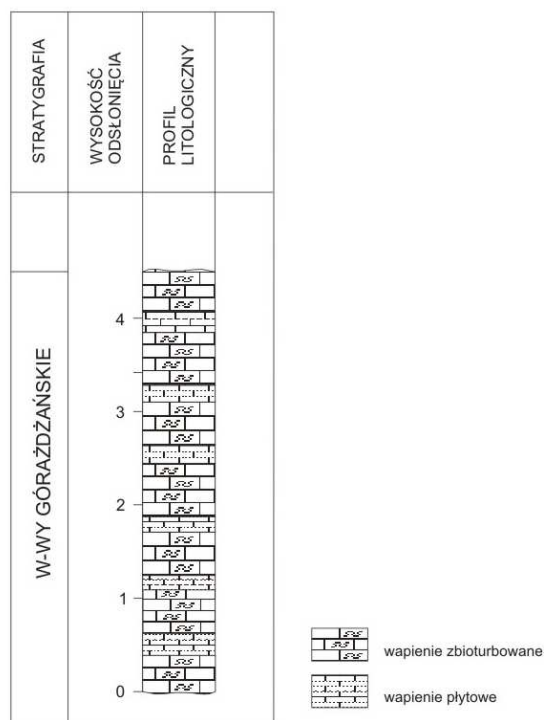
OPIS PROFILU ODSŁONIĘCIA (OBIEKTU):

Wystąpienia wapieni triasu środkowego koncentrują się wzdłuż krawędzi erozyjnej zalesionego buczyną wzniesienia w jego południowej części. Są to trzy naturalne, izolowane względem siebie odsłonięcia rozwinięte na przestrzeni 25 m, którym w opracowaniu nadano nazwy: „Ligocka Góra 3 – odsłonięcie 1” (KIO Nr 4) - wysokość 1,5 m, długość 3,5 m; „Ligocka Góra 3 – odsłonięcie 2” (KIO Nr 5) – wysokość około 4 m, długość 6,0 – 7,0 m oraz „Ligocka Góra 3 – odsłonięcie 3”(KIO Nr 6) – wysokość około 4,5 m, długość całkowita ścian około 15 m. We wszystkich stwierdzono obecność skał typowych dla warstw góraždzańskich.

Najpełniejszy profil warstw góraždzańskich opisano w odsłonięciu 3 (fot. 15). Tworzy go zwarty pakiet, leżących prawie poziomo chaotycznie przekątnie warstwowanych wapieni ziarnistych oraz intensywnie zbioturbowanych, gruzłowatych wapieni drobnoziarnistych. Orientacja przestrzenna warstw – 130/5°. Miąższość poszczególnych ławic jest zmienna - od kilku centymetrów do około 15 - 20 cm w obrębie wapieni onkoidowych oraz od 60 do 100 cm w warstwach zbioturbowanych (fig. 9).

LIGOCKA GÓRA KAMIENNA

Skala pionowa 1:50



Warstwy tempestytowe wykazują erozyjną bazę z podległymi osadami, bądź to z podobnymi kalkarenitami, bądź też ze zbioturbowanymi kalcyłutytami. Wśród komponentów kalkarenitów dominują bioklasty małżowe oraz krynoidowe.

Na uwagę zasługuje również obecność dobrze widocznych - szczególnie na zwietrzałych powierzchniach granic ławic bioturbacyjnych i laminowanych kanałów ucieczkowych (fot. 16). Są zazwyczaj proste, prawie pionowe, rzadziej przebiegają ukośnie względem powierzchni ograniczającej daną ławicę. Osiągają niekiedy długość dochodzącą do 12 – 15 cm. Znaczą drogę ucieczki organizmów (najprawdopodobniej infauny) pogrzebanych przez warstwę burzową. W masie skalnej spotykane są także, rozproszone, pojedyncze fragmenty członów łodyg liliowców (trochity).

Fig. 9. Profil litologiczny.

STAN ODSŁONIĘCIA (OBIEKTU):

Odsłonięcie 3, mylone dość często z podobnymi wychodniami w rezerwacie Biesiec, spełnia wszystkie warunki obiektu, który może stać się w przyszłości jednym z ważniejszych punktów planowanej ścieżki edukacyjnej w obrębie Geoparku „Góra Św. Anny”. Należy jedynie usunąć ze skał porastającą je sezonowo roślinność. Zwiedzając i penetrując odsłonięcie trzeba jednak zachować ostrożność przy bezpośrednim podchodzeniu do czoła ścian – istnieje niewielkie ryzyko osypywania się drobnych bloków skalnych z górnych partii profilu, a także podczas poruszania się w obrębie niewysokiej, naturalnie utworzonej półki skalnej. Walory obiektu – łatwy dostęp, dobrze zachowany profil, występowanie ciekawych skamieniałości śladowych – kanały ucieczkowe.



Fot. 15. Ligocka Góra 3 – odsłonięcie 3 (M. Markowiak i J. Szulc)



Fot. 16. Kanały ucieczkowe (M. Markowiak i J. Szulc)

3. BIESIEC – SKAŁKI W WYSOCKIM LESIE

LOKALIZACJA:

Wychodnie wapieni triasu środkowego (dolny wapień muszlowy - warstwy górażdzańskie) zlokalizowane są w partiach szczytowych zalesionego (Wysocki Las) wzniesienia (zbocze zachodnie), w obrębie rezerwatu Biesiec, około 400 m na północny-wschód od pasa autostrady A-4 i około 700 m na południowy-zachód od zabudowań miejscowości Ligota Górna.

Do odsłonięcia dotrzeć można zielonym szlakiem turystycznym od strony Góry Świętej Anny oraz Ligoty Dolnej. Leśna droga odbijająca od zielonego szlaku turystycznego i prowadząca w górę pod skałki znajduje się w odległości około 900 m od skrzyżowania Trzy Buki - idąc od Góry Św. Anny (zakręt w prawo) i około 1,2 km od kamieniołomu w Ligocie Dolnej (zakręt w lewo).

OPIS PROFILU ODSŁONIĘCIA (OBIEKTU):

Pojedyncze, izolowane względem siebie, niewielkie bloki skalne (wielkość maksymalnie dochodzi do 50 cm) odsłaniające się na zachodnim stoku wzniesienia w jego

szczytowych partiach (KIO Nr 7). Są to fragmenty grubo uławiconych wapieni ziarnistych (średnia miąższość około 20 cm) oraz dość mocno zwietrzałych wapieni bioturbacyjnych. W obrębie wapieni ziarnistych spotyka się strefy ze słabo widocznym warstwowaniem przekątnym. Wychodnie stanowią najprawdopodobniej kontynuację profilu warstw góraždzańskich opisanych przy autostradzie A-4 i na Bieścu.

STAN ODSŁONIĘCIA (OBIEKTU):

Miejsce wychodni wapieni w Wysockim Lesie jest mało atrakcyjne pod względem turystyczno-estetycznym (trudny dostęp, małe odsłonięcie). Biorąc także pod uwagę niską ocenę atrakcyjności naukowej i dydaktycznej obiektu, nie przewiduje się włączenia go do projektowanej ścieżki edukacyjnej Geoparku „Góra Św. Anny”.

4. BIESIEC – JASKINIA CHEŁMSKA

LOKALIZACJA:

Jaskinia Chełmska (KIO Nr 8), spotykana także w literaturze pod nazwą Jaskinia Ligocka, zlokalizowana jest na północno-zachodnim zboczu zalesionego wzniesienia, w odległości około 500 m na południe od ostatnich zabudowań miejscowości Ligota Górna.

Dojście i odszukanie jaskini jest trudne, choć w pobliżu przebiega niebieski szlak turystyczny. Najlepiej wejść na szlak od strony Ligoty Górnej (przedłużenie ul. Wiejskiej) i po około 500 m skręcić w lewo – słabo widoczna ścieżka leśna, która prowadzi początkowo w dół, by następnie skierować się dość ostro w górę. Otwór rozwinięty jest w leju zapadliskowym w szczytowych partiach góry, około 200 m w linii prostej od niebieskiego szlaku.

OPIS PROFILU ODSŁONIĘCIA (OBIEKTU):

Główny otwór wejściowy znajduje się w obrębie wydłużonego leja zapadliskowego o głębokości około 3m. Jest owalny i ciasny - średnica 80 – 90 cm, wysokość około 50 cm (fot. 17). Po przeciwległej stronie leja, znajduje się drugi, większy i szerszy, przypominający swoim kształtem wydłużony trójkąt równoramienny. Prowadzi on do niewielkiej studni (głębokość około 3,5 m) wypełnionej glinami deluwialnymi.

Jaskinia ma charakter typowej jaskini szczelinowej powstałej przez krasowe rozmycie uskoku o południkowym przebiegu – charakterystycznym dla sieci uskokuwej tej części Wyżyny Śląskiej. Składa się ona z dwóch komór. Górna jest dość mocno zniszczona, a jej strop zamykają gliny z fragmentami zwietrzeli i dużego gruzu wapiennego. W dolnej komorze rozwinęła się wąska studnia (głębokość 4 m) wypełniona w najniższym punkcie namuliskiem i gruzem skalnym (Boda 1990). Długość dostępnych korytarzy wynosi około 12 m (wraz z partiami niedostępnymi dla człowieka długość może zwiększyć się do około 23 m). Ciąg główny przebiega na linii NE-SW. Szerokość korytarzy jest zmienna i waha się w granicach od 0,2 do 1,2 m. Wysokość około 4 m. Deniwelacja – co najmniej 7 m. Brak typowej szaty naciekowej.

Porównując cechy morfologiczne jaskini oraz charakter wypełniających ją osadów (gliny z okruskami skały macierzystej) z innymi formami krasowymi omawianego regionu, można uznać, że powstała ona w paleogenie. Sprzyjał temu, panujący wówczas gorący i wilgotny klimat. Jaskinia Chełmska rozwinęła się w ulegających krasowiению wapieniach triasu środkowego – warstwach góraždzańskich (fot. 18).

STAN ODSŁONIĘCIA (OBIEKTU):

Jaskinia nie spełnia podstawowych warunków umożliwiających włączenie jej do szeroko pojętego ruchu turystycznego. W chwili obecnej dostęp możliwy jest jedynie w celu

przewodzenia badań naukowych. Znajduje się w trudnym terenie, penetracja wymaga specjalistycznego sprzętu speleologicznego. Obiekt jest stosunkowo mały i pozbawiony szaty naciekowej. Z powodu przeważnie ciasnych ciągów może zainteresować tylko niewielką grupę miłośników sportów ekstremalnych. Poza tym, wstęp do jaskini jest sezonowo zabroniony, ponieważ stanowi ona miejsce dla zimowej hibernacji nietoperzy (inf. ustna B. Wielgosik).

Informacje dotyczące rozwoju i budowy Jaskini Chełmskiej (bez podawania dokładnej lokalizacji) zawarte będą w treści przygotowywanej tablicy edukacyjnej poświęconej zjawiskom krasowym występującym na obszarze projektowanego Geoparku.



Fot. 17. Otwór wejściowy do Jaskini Chełmskiej – zaznaczony strzałką (M. Markowiak)



Fot. 18. Utwory wapieni triasu środkowego, w których rozwinęła się Jaskinia Chełmska. Najprawdopodobniej są to wapienie warstw góraždzańskich (P. Woźniak)

5. BIESIEC – ODSŁONIĘCIE PRZY AUTOSTRADZIE

LOKALIZACJA:

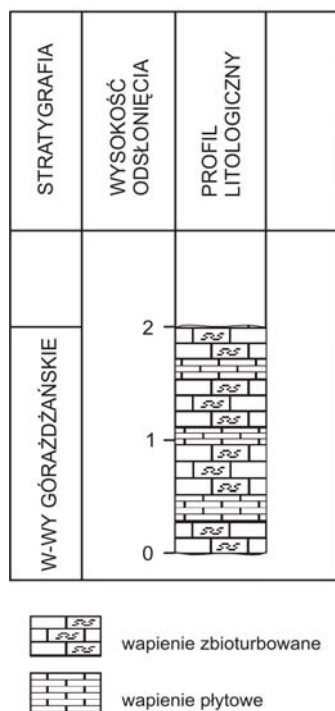
Wychodnie wapieni triasu środkowego (dolny wapień muszlowy - warstwy góraždzańskie) zlokalizowane są na granicy pasa drogowego autostrady A-4 u podnóża zalesionego wzniesienia Biesiec (350 m n.p.m.), około 2 km na południe od miejscowości Ligota Górna i około 3 km na południowy-zachód od miejscowości Wysoka. W pobliże obiekt dotrzeć można zielonym szlakiem turystycznym od strony Góry Świętej Anny oraz Ligoty Dolnej. W miejscu skrzyżowania dróg leśnych, zwanym „Trzy Buki”, należy skrócić ze szlaku w lewo - idąc od strony Góry Św. Anny lub w prawo – idąc od strony Ligoty Dolnej. Wybrukowana kostką granitową droga, doprowadza do charakterystycznego przejścia nad autostradą. Od tego momentu należy skierować się wzdłuż autostrady na ścieżkę leśną,

która prowadzi do rezerwatu Biesiec. Odsłonięcie zlokalizowane jest około 150 m od mostu, za siatką ogrodzeniową.

OPIS PROFILU ODSŁONIĘCIA (OBIEKTU):

BIESIEC - odsłonięcie przy autostradzie

Skala pionowa 1:50



W antropogenicznym odsłonięciu nasypu autostrady A-4 (fot. 19), zlokalizowany jest około 2 metrowy profil warstw górażdzańskich (KIO Nr 9). Budują go leżące prawie poziomo, masywne, gruboławicowe, żółtawe wapienie płytowe, które obserwować można na odcinku około 60 m (fig. 10). Miąższość poszczególnych warstw jest zmienna. Wynosi średnio od 15 do 20 cm dla ławic wapieni kalkarenitowych oraz od 40 do 50 cm dla ławic drobnoziarnistych wapieni zbiturbowanych – tzw. „osad ładnej pogody” (fot. 20). Niekiedy skała pocięta jest drobnymi żyłkami, wypełnionymi białym kalcytem.

Walorem odsłonięcia jest bardzo dobrze widoczne kopułowe warstwowanie przekątne, dowodzące sztormowego mechanizmu transportu i depozycji wapieni (głównie krynoidowych) warstw górażdzańskich (fot. 21, 22). Oprócz tego, bardzo wyraźnie zaznaczają się erozyjne kontakty kolejnych warstw, a także gradacyjne przejście w drobnoziarniste, zbiturbowane wapienie, reprezentujące spokojne środowisko depozycji. Fauna nieliczna, słabo zróżnicowana – stwierdzono jedynie obecność pojedynczych, rozproszonych trochitów, zazwyczaj w obrębie płasko-równoległe warstwowanych wapieni. Spągowa część odsłonięcia przykryta jest dość grubą zwietrzeliną.

Fig. 10. Profil litologiczny.

STAN ODSŁONIĘCIA (OBIEKTU):

Mimo niewątpliwych walorów dydaktycznych obiekt ten nie zostanie włączony do projektowanej ścieżki edukacyjnej, ponieważ znajduje się w wydzielonym pasie autostrady odgrodzonym siatką. W chwili obecnej dostęp możliwy jest jedynie w celu prowadzenia badań naukowych. Informacje dotyczące najciekawszych fragmentów odsłonięcia oraz ich zdjęcia, zawarte będą w treści przygotowywanej tablicy edukacyjnej, zlokalizowanej obok wychodniach warstw górażdzańskich na wzgórzu Biesiec, które stanowią wyższą część profilu opisanego przy autostradzie.



Fot. 19. Odsłonięcie przy autostradzie (M. Markowiak)

Fot. 20. Wkładka tempestytu ze spągiem erozyjnym (przekątnie warstwowana) wśród drobnoziarnistych, gruzłowych osadów „ładnej pogody” (J. Szulc)



Fot. 21, 22. Erozyjne granice warstw i kopułowe warstwowanie przekątne (J. Szulc)

6. BIESIEC – ODSŁONIĘCIE WARSTW GÓRAŹDZAŃSKICH

LOKALIZACJA:

Wychodnie wapieni triasu środkowego (dolny wapień muszlowy - warstwy górażdzańskie) zlokalizowane na szczycie zalesionego wzniesienia w obrębie rezerwatu Biesiec, kilkadziesiąt metrów na północ od pasa autostrady A-4, około 1,2 km na południowy-zachód od terenów zabudowań miejscowości Ligota Górna i około 3 km na południowy-zachód od miejscowości Wysoka.

Do odsłonięcia dotrzeć można zielonym szlakiem turystycznym od strony Góry Świętej Anny oraz Ligoty Dolnej. W miejscu skrzyżowania dróg leśnych, zwanym „Trzy Buki”, należy skręcić ze szlaku w lewo - idąc od strony Góry Św. Anny lub w prawo – idąc od strony Ligoty Dolnej. Wybrukowana kostką granitową droga, doprowadza do charakterystycznego przejścia nad autostradą. Od tego momentu należy skierować się na zachód. Po przejściu około 400 m wyraźną ścieżką leśną, która prowadzi do rezerwatu Biesiec, dochodzimy do odsłonięcia.

OPIS PROFILU ODSŁONIĘCIA (OBIEKTU):

Wychodnie skał węglanowych triasu środkowego pojawiają się w szczytowych partiach zalesionego buczyną wzniesienia (ostaniec denudacyjny o wysokości około 40 m), które znajduje się na obszarze rezerwatu Biesiec (KIO Nr 10). Są to grubo uwarstwione wapień płytowe (średnia miąższość około 25 cm, w przypadku ławic zbioturbowanych - maksymalnie 70 cm) zaliczane do warstw górażdzańskich (fot. 23, 24). Wysokość odsłonięcia wynosi około 3 m, długość około 6 m.

Ich cechą charakterystyczną jest alternacja przekątnie warstwowanych, ziarnistych wapieni onkoidowych ze zbioturbowanymi, gruzłowatymi wapieniami drobnoziarnistymi – kalcytulitami (fig. 11). Warstwowanie przekątne ma charakter kopułowy (*hummocky cross stratification* -

BIESIEC

Skala pionowa 1:50

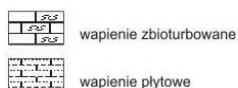
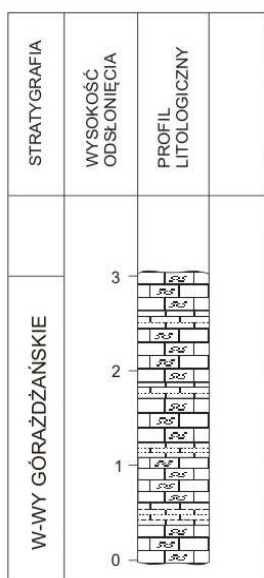


Fig. 11. Profil litologiczny.

HCS), co dowodzi jego sztormowej genezy. Osady drobnoziarniste są intensywnie przerobione i zaburzone w wyniku penetracji przez organizmy żyjące kiedyś w ich obrębie. Powstały w warunkach spokojnej depozycji („osady ładnej pogody”), umożliwiających bujny rozwój infauny. Rozpatrując czas osadzania poszczególnych składowych całego pakietu, warstwy ziarniste tworzyły się w czasie krótkich (kilkugodzinnych-kilkudniowych) epizodów burzowych, a warstwy drobnoziarniste w ciągu kilkuset-kilku tysięcy lat.

Generalnie, omawiana sekwencja reprezentuje środowisko płytszych morskich, oddalonych od brzegu (*offshore bar*) i poddanych przerabianiu i transportowi w czasie falowania sztormowego. Fauna nieliczna, słabo zróżnicowana – stwierdzono obecność pojedynczych, rozproszonych trochitów.

Skalki tworzące rezerwat Biesiec, tworzą charakterystyczną ostrogę, ograniczoną stromymi skarpami. Wydaje się, że rzeźba taka może mieć założenia tektoniczne, co potwierdzałyby równoleżnikowy układ obniżen obrzeżających ostrogę. Taki bowiem przebieg ma duża część trzeciorzędowych uskoków rejonu Garbu Chełma.

STAN ODSŁONIĘCIA (OBIEKTU):

Stanowisko na Bieścu wymaga przeprowadzenia niewielkich prac porządkowych i zabezpieczających – usunięcie śmieci, wycięcie sezonowo wzrastającej roślinności, zamontowanie barierek ochronnej przy czole ostrogi skalnej. Dojście i penetracja odsłonięcia nie sprawia problemów. Zaleca się jednak ostrożne poruszanie w obrębie rumoszu skalnego i w pobliżu stromych skarp. Walory obiektu – wysoka ocena atrakcyjności turystyczno-estetycznej oraz dydaktycznej, dobrze zachowany profil, różnorodność form geologicznych – warstwy bioturbacyjne i laminowane, występowanie skamieniałości.



Fot. 23, 24. Odsłonięcie warstw górażdzańskich na Bieścu (M. Markowiak)

7. „TRZY BUKI” – LEJE KRASOWE

LOKALIZACJA:

Skupisko trzech lejów krasowych znajduje się w pobliżu kapliczki Św. Huberta, w okolicach leśnego skrzyżowania dróg przy tzw. „Trzech Bukach”, na obszarze Wysockiego Lasu. Do obiektów dotrzeć można niebieskim szlakiem turystycznym od strony Góry Św. Anny. Pierwszy, duży lej krasowy (KIO Nr 12) znajduje się w odległości około 1 km od wiatraka na Wysockiej Górze, po prawej stronie szlaku, 20 m przed kapliczką. Drugi, mniejszy, ale głębszy, około 200 m (w linii prostej) na północ od kapliczki (KIO Nr 13). W miejscu, gdzie szlak niebieski krzyżuje się z leśną, dobrze utrzymana droga, należy skręcić

w prawo, w kierunku północno-wschodnim. Lej rozwinięty jest tuż przy lewej stronie drogi, 180 m od skrzyżowania.

W okolicach kapliczki Św. Huberta opisano jeszcze skupisko 3 lub 4, połączonych ze sobą lejów krasowych (KIO Nr 11). Są one jednak dość mocno zniszczone i zarośnięte. Obiekt, tworzący obecnie jedno zapadlisko o nieregularnym kształcie, zlokalizowany jest w odległości około 150 – 180 m na zachód od skrzyżowania szlaku niebieskiego z drogą, w okolicy kapliczki. Dokładna lokalizacja – odczyt z pomiaru GPS – podana jest na karcie inwentaryzacyjnej odsłonięcia. Biorąc pod uwagę niską ocenę turystyczno-estetyczną, naukową i dydaktyczną obiektu, nie przewiduje się włączenia go do przygotowywanej ścieżki dydaktycznej.

OPIS PROFILU ODSŁONIĘCIA (OBIEKTU):

W rejonie kapliczki Św. Huberta stwierdzono obecność trzech miejsc, w których rozwinęły się leje krasowe. Dwa z nich (KIO Nr 12 i 13) spełniają warunki, które pozwalają na włączenie ich do projektowanej ścieżki edukacyjnej.

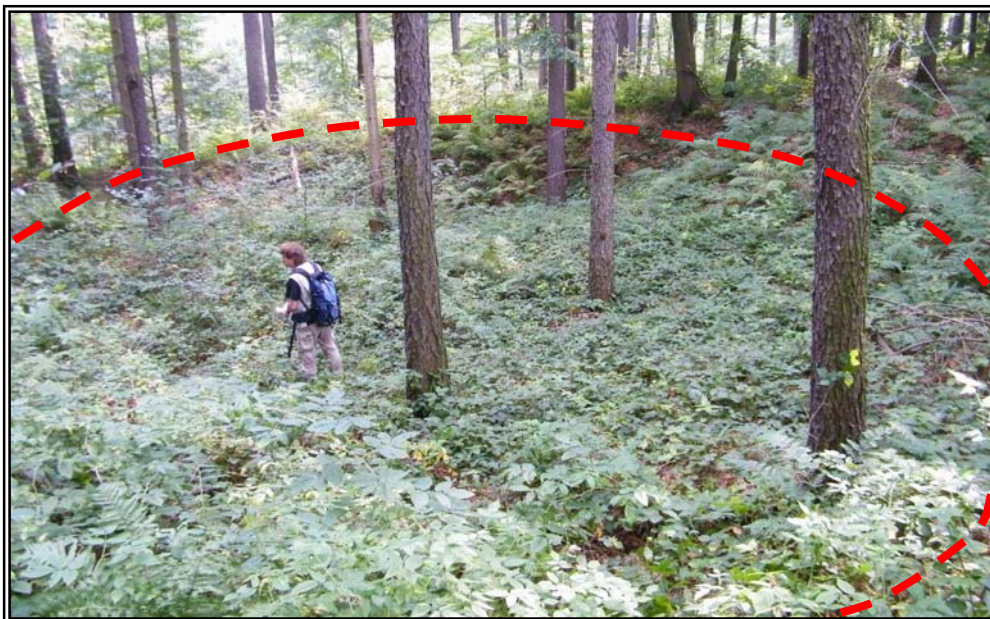
(KIO Nr 12) Duży, typowy lej krasowy o kolistym, lekko wydłużonym, eliptycznym kształcie (fot. 25). Wymiary około 12 (dłuższa oś) na 7 m, przy głębokości dochodzącej do 3,5 m. Jest to dość stara forma o zatartych miejscami zboczach – w odcinkach dobrze widocznych, ściany leja nachylone są pod kątem około 20°. Dno lekko spłaszczone, wyścielone gliną rezydualną. Stoki symetryczne. Obiekt w niewielkim stopniu porośnięty jest lasem świerkowo-bukowym bez podszycia.

(KIO Nr 13) Bardzo ładnie wykształcony lej krasowy o kolistym kształcie (średnica około 8 m) i dość dużej głębokości wynoszącej około 5 m (fot. 26). Ściany dobrze zachowane, symetryczne. Nachylenie stoków strome, około 35 - 40°. Dno ostre, bez wypełnienia. Lej rozwinięty jest w terenie porośniętym lasem świerkowo-bukowym bez podszycia.

Wszystkie opisywane leje krasowe są suche, co świadczyć może o istniejących w obrębie ich den otwartych kanałów, którymi woda opadowa i roztopowa odprowadzana jest w głąb ziemi. Ponadto, założone są w miejscach wzmożonej infiltracji, którym sprzyja budowa geologiczna obszaru – występowanie podziemnych szczelin, a zwłaszcza ich krzyżowanie się. Proces erozji jest tu ułatwiony, ponieważ w podłożu występują podatne na krasowienie wapienie i margle triasu środkowego.

STAN ODSŁONIĘCIA (OBIEKTU):

Leje krasowe tworzą dobrze widoczne, stożkowate zagłębienia. Przygotowanie ich do ewentualnej ekspozycji w przyszłości nie wymaga dużych nakładów prac. Zaleca się usunięcie krzaków i sezonowo pojawiającej się roślinności, szczególnie zarastającej głębszy lej krasowy. Dojście i penetracja obiektów nie sprawia trudności. Teren w okolicach kapliczki Św. Huberta jest dobrze zagospodarowany – zorganizowane miejsce na ognisko, ławki. Może to być punkt rekreacyjny (przerwa śniadaniowa, obiadowa) podczas dłuższej wycieczki pieszej lub rowerowej (np. Ligota Dolna – Kamieniołom nefelinitu na Górze Św. Anny).



Fot. 25. Lej krasowy - KIO Nr 12 (M. Markowiak)



Fot. 26. Lej krasowy – KIO 13 (M. Markowiak)

8. WYSOKA – ŁOMIK

LOKALIZACJA:

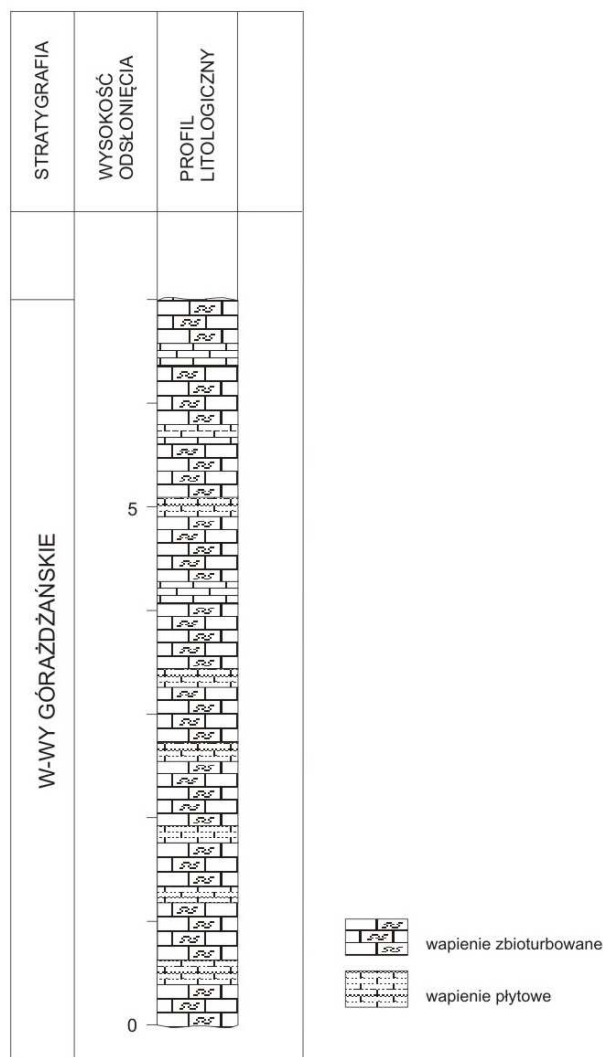
Łomik wapieni triasu środkowego warstw górażdzańskich znajduje się w okolicach miejscowości Wysoka. Poruszając się ul. Strzelecką (Wysoka – Góra Św. Anny) w kierunku południowym, należy skręcić w prawo (zachód) w drogę asfaltową bezpośrednio przy budynku nr 54A. Po około 200 m, ponownie skręcamy w prawo w pierwszą możliwą drogę polną. Łomik wapieni znajduje się około 100 m dalej w obrębie gęstego zbiorowiska drzew po prawej stronie drogi. Wejście od strony północnej dość trudne i strome.

OPIS PROFILU ODSŁONIĘCIA (OBIEKTU):

W łomiku w okolicach Wysokiej (KIO Nr 32) stwierdzono około 7 m profil górnej części warstw górażdzańskich (do stropu brakuje kilkudziesięciu centymetrów) z dobrze widocznymi, podwietrzalymi strukturami sedymentacyjnymi (np. podgięcia warstw typu „łipi”) i bioturbacyjnymi.

WYSOKA - ŁOMIK

Skala pionowa 1:50



Skały wykształcone są w postaci grubo uwarstwionych wapieni płytowych (fot. 27, 28). Średnia miąższość ławic wynosi około 25 cm, a w przypadku ławic zbioturbowanych dochodzi maksymalnie do 60 cm. Ich cechą charakterystyczną jest alternacja przekątnie warstwowanych, ziarnistych wapieni onkoidowych ze zbioturbowanymi, gruzłowatymi wapieniami drobnoziarnistymi – kalcylutyty (fig. 12). Warstwowanie przekątne ma charakter kopułowy (*hummocky cross stratification* - HCS), co dowodzi jego sztormowej genezy.

Osady drobnoziarniste są intensywnie przerobione w wyniku penetracji przez organizmy żyjące w ich obrębie. Powstały w warunkach spokojnej depozycji („osady ładnej pogody”), umożliwiających bujny rozwój infauny. Generalnie, omawiana sekwencja reprezentuje środowisko płycizn morskich, oddalonych od brzegu (*offshore bar*) i poddanych przerabianiu i transportowi w czasie falowania sztormowego.

Oprócz skamieniałości śladowych stwierdzono obecność pojedynczych, rozproszonych trochitów, zazwyczaj w obrębie płasko-równoległe warstwowanych wapieni onkoidowych.

Fig. 12. Profil litologiczny.

STAN ODSŁONIĘCIA (OBIEKTU):

Mimo niewątpliwych walorów dydaktycznych obiekt ten nie zostanie włączony do projektowanej ścieżki edukacyjnej. W chwili obecnej dostęp do odsłonięcia jest utrudniony. Przygotowanie obiektu do ewentualnej ekspozycji wymaga przeprowadzenia prac porządkowych, w tym wycięcia gęstego zadrzewienia. Podobnie wykształcone warstwy górażdzańskie rozpoznano w okolicach Bieśca i Ligockiej Góry. Informacje dotyczące najciekawszych fragmentów profilu z łomiku w Wysokiej zawarte będą w treści przygotowywanej tablicy edukacyjnej, która ustawiona zostanie w okolicach wzgórza Biesiec.



Fot. 27, 28 Wapienie warstw górażdżańskich – łomik w Wysokiej (J. Szulc)

9. OKOLICE DAWNEGO PGR „LEŚNIK” – LEJE KRASOWE

LOKALIZACJA:

Skupisko pięciu lejów krasowych rozwiniętych w pobliżu ruin dawnego PGR „Leśnik”. Do obiektów dotrzeć można czerwonym szlakiem turystycznym od Góry Św. Anny (do pokonania odcinek wynoszący około 1700 m) lub krótszą trasą, od miejscowości Żyrowa – wejście przy folwarku (około 500 m).

Leje krasowe 1 i 2 (KIO Nr 14 i 15) rozwinięły się w krawędziowej części lasu, tuż przy czerwonym szlaku turystycznym około 100 m na południowy-zachód od ruin dawnego PGR-u „Leśnik”. Kolejne (KIO Nr 16, 17 i 18) zlokalizowane są około 200 m na północny-wschód od leja krasowego 2, w okolicach kapliczki św. Teresy. Dostęp utrudniony – obiekty te znajdują się w obrębie gruntów ornych.

OPIS PROFILU ODSŁONIĘCIA (OBIEKTU):

(KIO Nr 14) Niewielki (średnica około 3 m), słabo widoczny lej krasowy, wypełniony lessami (fot. 29). Ściany przeważnie zatarte. W odcinkach dobrze widocznych nachylone są pod kątem około 20°. Dno spłaszczone. Głębokość około 1,5 m. Obiekt mocno zarośnięty roślinnością drzewiastą i krzaczastą.

(KIO Nr 15) Lej krasowy o wydłużonym, eliptycznym kształcie (fot. 30). Dłuższa oś około 7 m, krótsza około 4 m. Głębokość około 2,0 – 2,5 m. Ściany boczne symetryczne, dość wyraźne i strome. Nachylenie stoków około 30 - 35°. Dno spłaszczone. Lej wypełniony jest lessami. Obiekt w niewielkim stopniu porośnięty jest lasem bukowym bez podszycia.

(KIO Nr 16) Owalny, silnie zarośnięty lej krasowy rozwinięty w obrębie gruntów ornych dawnego PGR-u „Leśnik” (fot. 31). Dłuższa oś około 6 m. Głębokość około 1,0 m. Ściany mocno zatarte i zniszczone – niwelacja i częściowe zasypianie obiektu jest skutkiem wykonywanych w tym rejonie mechanicznych prac rolnych. Dno płaskie. Dostęp utrudniony.

(KIO Nr 17) Eliptyczny, lej krasowy wypełniony lessem i glinami (fot. 32). Dłuższa średnica dochodzi maksymalnie do 12 m, krótsza do około 6 m. Ściany symetryczne, zatarte i częściowo zniszczone w wyniku prowadzonej mechanicznie działalności gospodarczej. Nachylenie stoków około 25 - 30°. Pierwotnie obiekt mógł być dużo większy. Dno spłaszczone. Głębokość około 2 m. Dostęp utrudniony.

(KIO Nr 18) Duży, lekko eliptyczny lej krasowy wypełniony lessem (fot. 33). Wymiary obiektu wynoszą około 25 x 20 m, przy głębokości w najniższym punkcie około

8 m. Ściany symetryczne, dobrze zachowane, od strony pół zniszczone w wyniku prowadzonej, mechanicznej uprawy gruntów. Nachylenie stoków strome, około 35 - 40°. Pierwotnie obiekt mógł być dużo większy. Dno spłaszczone.

Wykształcona w wyniku działalności tektonicznej i procesów krasowych rzeźba okolic dawnego PGR-u „Leśnik” uległa w plejstocenie zamaskowaniu skałami osadowymi naniesionymi przez lodowiec podczas zlodowacenia południowopolskiego (karpackiego) i środkowopolskiego (Odry). Po deglacjacji została ponownie odsłonięta i do dziś wyraźnie eksponuje się w krajobrazie (np. liczne dolinki krasowe kilkadziesiąt metrów na północny-zachód od ruin PGR „Leśnik”).

Ponowne zasypanie form wcześniejszych nastąpiło w okresie peryglacjału na przełomie plejstocenu i holocenu. W warunkach wiecznej zmarzliny uformowały się rozległe pokrywy osadów lessowych, które wypełniły częściowo struktury erozyjne (krasowe) i denudacyjne (polodowcowe). Obecnie poza kilkoma naturalnymi (Ligocka Góra, Biesiec) i antropogenicznymi (kamieniołomy w Ligocie Dolnej i na Górze Św. Anny oraz stanowisko Biesiec – autostrada) wychodniami wapieni, obszar pokryty jest warstwą lessów oraz zwietrzliny.

Wszystkie, opisane w okolicy dawnego PGR-u „Leśnik” leje krasowe, są suche. W obrębie ich den istnieją najprawdopodobniej drożne kanały, którymi woda opadowa i roztopowa odprowadzana jest w głąb ziemi. Rozwinęły się w miejscach wzmożonej infiltracji, którym sprzyja występowanie w podłożu skał węglanowych triasu środkowego. Liniowe ułożenie lejów krasowych, szczególnie dobrze widoczne w przypadku obiektów zlokalizowanych w obrębie gruntów ornych, jest następstwem występujących głębiej szczelin i/lub uskoków. Mają one przebieg zbliżony do południkowego - NE-SW, charakterystyczny dla całej sieci uskokowej mezoregionu Chełm, należącego do Wyżyny Śląskiej.

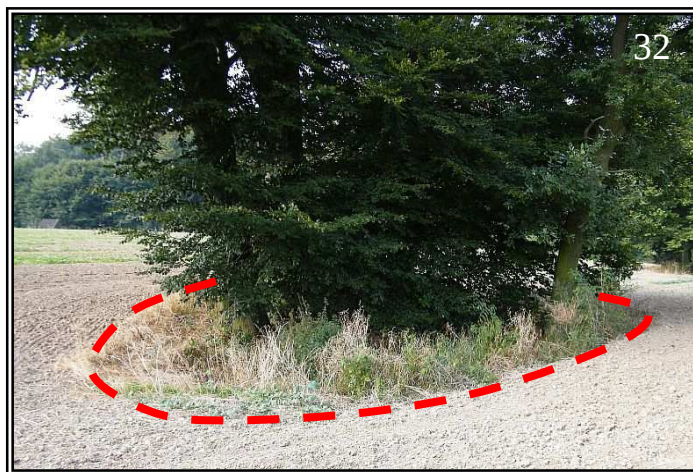
Ponadto, kierunek ten naśladują głębokie niekiedy doliny i wąwozy, rozwinięte w bezpośrednim sąsiedztwie PGR-u „Leśnik” na całym obszarze Rezerwatu „Lesiska”. Powstawaniu dolin, oprócz głębokich pęknięć i rozpadlin w podłożu, sprzyjał także charakter skał. W występujących to grubych, łatwo krasowiejących wapieniach i marglach rozwinęły się liczne formy rzeźby krasowej odkrytej - wąwozy. Czasami osiągają one dość znaczne rozmiary dochodzące do około 200 m długości. Są one niestety zarośnięte gęstymi krzakami i drzewami (fot. 34). Przygotowanie ich do ruchu turystycznego wymagałoby wielkich nakładów prac porządkowych. Dlatego, miejsca te, nie zostaną włączone do planowanej ścieżki edukacyjnej. Najciekawsze spostrzeżenia i informacje, które zgromadziliśmy podczas penetracji terenu, zawarte zostaną w treści projektowanej tablicy, która ustawiona będzie w okolicy większego leja krasowego przy czerwonym szlaku turystycznym.

STAN ODSŁONIĘCIA (OBIEKTU):

Biorąc pod uwagę ocenę atrakcyjności turystyczno-estetycznej oraz lokalizację opisanych lejów krasowych w rejonie ruin dawnego PGR-u „Leśnik” tylko jeden z nich włączony zostanie do przygotowywanej w ramach projektu ścieżki edukacyjnej (KIO Nr 15). Dojście i penetracja obiektu nie sprawia trudności. Przygotowanie leja do ewentualnej ekspozycji w przyszłości nie wymaga dużych nakładów prac porządkowych (wycinka sezonowo wzrastającej roślinności, usunięcie śmieci). Pozostałe są mocno zarośnięte, a dodatkowo, dostęp do nich jest ograniczony – szczególnie w przypadku lejów rozwiniętych w obrębie gruntów ornych.



Fot. 29 i 30. Lej krasowy 1 i 2 – przy czerwonym szlaku turystycznym (M. Markowiak)



Fot. 31, 32 i 33. Leje krasowy 1, 2 i 3 rozwinięte w obrębie gruntów ornych dawnego PGR „Leśnik” (M. Markowiak)

Fot. 34. Doliny krasowe w okolicach dawnego PGR „Leśnik” (M. Markowiak)

10. GÓRA Św. ANNY – NEFELIT – ODSŁONIĘCIE PRZY BAZYLICE

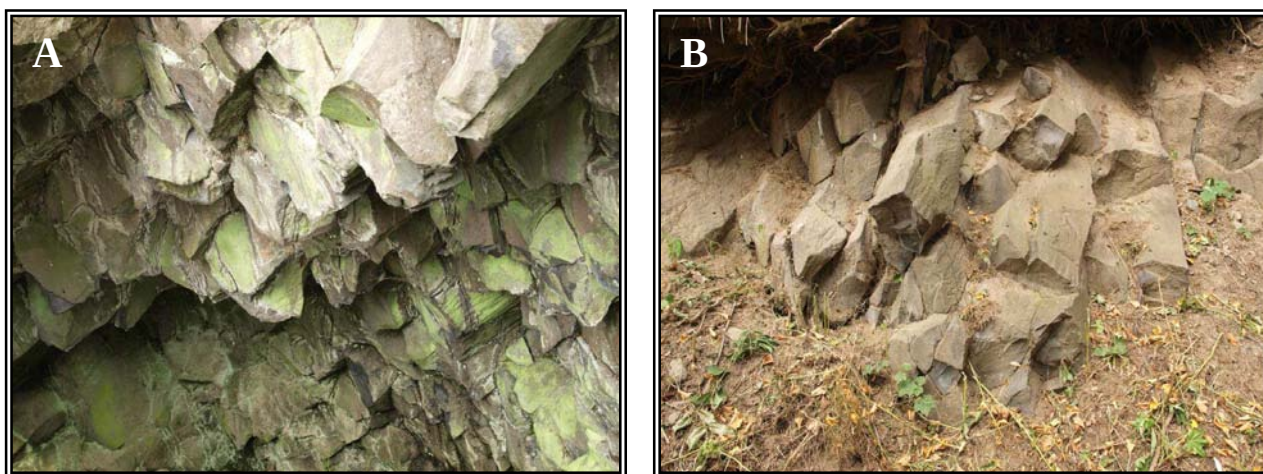
LOKALIZACJA:

Antropogeniczne odsłonięcia nefelinitów znajdują się przy ul. Szkolnej w pobliżu bazyliki na samym szczycie Góry Św. Anny. Pierwsze z nich, mniejsze (KIO Nr 19), widoczne jest za płotem muru klasztornego około 60 m od budynku Szkolnego Schroniska Młodzieżowego. Kolejne, lepiej zachowane i większe (KIO Nr 20), usytuowane jest w zboczu góry, tuż przy głównych schodach do bazyliki, około 20 m dalej.

OPIS PROFILU ODSŁONIĘCIA (OBIEKTU):

W odsłonięciach dobrze widoczne są ciemnoszare nefelinity o regularnym, płytowym, skośnym ciosie termicznym (fot. 35). Pięcio- lub sześcioboczne słupy nachylają się pod kątem około 30° . Ich wielkość jest różna, średnio zawiera się w granicach 15 – 30 cm.

W mniejszym odsłonięciu zapadają na południe, w większym (wysokość 5 m, szerokość 5 m, głębokość 4 m), usytuowanym przy schodach bazyliki, kierunek ich zapadania jest przeciwny – północ. Zmianę azymutu obserwuje się na stosunkowo niewielkiej odległości – 20 m. Zjawisko to jest typowe dla głębszych części przewodu wulkanicznego, którym płynna lava podnosi się ku kraterowi z położonego w głębi ziemi zbiornika magmy.



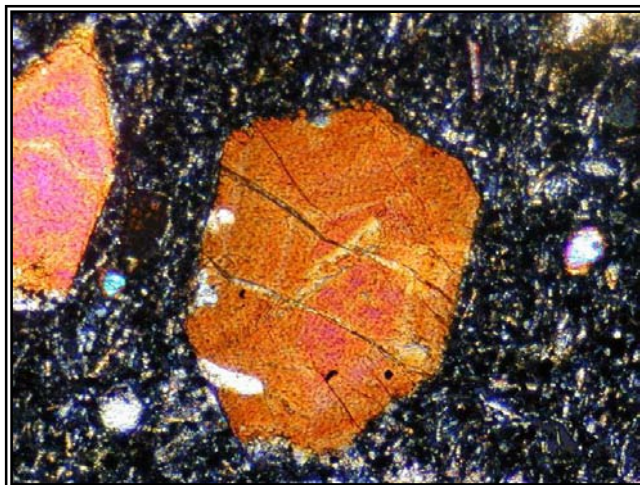
Fot. 35. Cios termiczny. A – odsłonięcie przy schodach bazyliki, B – odsłonięcie w zboczu góry 20 m niżej (R. Sikora)

Skała posiada strukturę holokrystaliczno-porfirową i masywną, bezładną teksturę (Majerowicz 1990). W afanitowym, mikrokryształicznym „ciście skalnym” tkwią prakryształy piroksenów, oliwinów i nefelinów, dochodzące do 3mm wielkości.

W obrazie mikroskopowym najliczniejszymi minerałami tworzącymi prakryształy i „ciasto skalne” są pirokseny (augit). Występują one w postaci krótkich słupków, często zbliżniaczonych, rzadziej w formie przerostów. Mają słaby relief i blady, zielonkawy kolor – obraz przy pojedynczym nikolu. Ponadto wykazują słaby pleochroizm i budowę klepsydrową – obserwacje przy skrzyżowanych nikolach.

Oliwiny tworzą często euhedralne lub subhedralne kryształy, które przy pojedynczym nikolu są bezbarwne i wykazują słaby relief. Przy nikolach skrzyżowanych pojawiają się żywe barwy interferencyjne (fot. 36). W obrębie kryształów oliwinów widoczna jest charakterystyczna budowa pasowa – jądra wzbogacone w Mg mają skład chemiczny forsterytu Mg_2SiO_4 , a brzegi fajalitu - $Fe_2(SiO_4)$.

Trzeci z głównych składników skały - nefelin, wchodzi w skład „ciasta skalnego” oraz wypełnia przestrzenie pomiędzy piroksenami i oliwinami. Przy pojedynczym nikolu kryształy nefelinu są bezbarwne i wykazują bardzo słaby relief.



Fot. 36. Oliwin (pow. x100) – obraz przy skrzyżowanych nikolach (R. Sikora)

STAN ODSŁONIĘCIA (OBIEKTU):

Odsłonięcia nefelinitów na górze klasztornej (szczególnie większe, przy schodach do bazyliki) spełniają wszystkie założenia pozwalające na prezentację ich szeroko rozumianej grupie turystów. Obiekt wymaga jedynie przeprowadzenia niewielkich prac porządkowych – wycinka sezonowo wzrastającej roślinności, wybranie śmieci. Jest to jedno z niewielu miejsc, gdzie można „przenieść się” w głąb neku wulkanicznego. Walory obiektu – łatwy dostęp, dobra ekspozycja, wysoka ocena walorów turystyczno-estetycznych, dydaktycznych i naukowych.

11. GÓRA ŚW. ANNY – MUSZLOWIEC TEREBRATULOWY

LOKALIZACJA:

Duża płyta zlepu muszlowego (KIO Nr 21) z warstw terebratulowych (trias środkowy) wystawiona przy budynku siedziby Parku Krajobrazowego Góra Św. Anny – ul. Leśnicka 10, w centrum miejscowości Góra Św. Anny.

OPIS PROFILU ODSŁONIĘCIA (OBIEKTU):

Fragment muszłowca, wystawiony przy siedzibie Parku Krajobrazowego Góra Św. Anny, znaleziony został w najwyższych partiach kamieniołomu „Amfiteatr” (Zarankiewicz i in. 2006). Płyta skalna o wymiarze 1,38 m² pochodzi z wychodni warstw terebratulowych i reprezentuje muszlowiec tempestytowy, złożony głównie z dobrze zachowanych muszli brachiopodów i małży, pogrzebanych w szarych marglach (fot. 37).

W zespole faunistycznym dominują ramienionogi *Coenothyris vulgaris* – około 90% widocznego materiału paleontologicznego oraz liczne ostrygi (ostrygopodobne) *Umbrostrea crista-diformis* (fot. 38) - dawniej występujące pod nazwą *Enantiostreon difformae* (około 7%) (Szulc 2000). Resztę stanowią małże *Plagiostoma striatum*, *Plagiostoma lineatum*, *Prospodylus ernesti*, *Pleuronectites levigatus*, *Gervillia*. Sporadycznie spotykane są członcy łodyg liliowców (*Holocrinus*) oraz fragmenty jeżowców – kolce i części pancerza (detrytus). Organizmy te zasiedlały strefę ciepłego i w miarę płytkiego, dość dobrze natlenionego morza na głębokości kilkudziesięciu metrów.



Fot. 37. Muszlowiec terebratulowy – fragment płyty skalnej (R. Sikora)



Fot. 38. Zespół faunistyczny widoczny w obrębie muszłowca (R. Sikora):

A - *Coenothyris vulgaris*; B - *Umbroostrea crista-difformis*

Płyta zlepu muszlowego, jaką możemy oglądać dziś, powstała w czasie silnego sztormu. Dobrze zachowane, niezniszczone i grube muszle, świadczą o ich krótkim transporcie. Część fauny, w wyniku silnego falowania sztormowego, została pogrzebana na miejscu, zaś pokruszony detrytus muszlowy mógł zostać przetransportowany przez prądy sztormowe. Redeponowany po sztormie materiał szkieletowy, utworzył bruk muszlowcowy umożliwiając rozwój dla kolejnych organizmów, kolonizujących niedostępne wcześniej miękkie i niestabilne dno (Walker i Diehl 1986). Świadczyć o tym mogą powierzchnie niektórych muszli ramienionogów wykazujące niewielkie drażnienia, będące śladem przyczepów innych osobników. Nastęstwo zespołów faunistycznych, odzwierciedlających zmieniający się charakter dna morskiego, jest „mechanizmem” powszechnie znanym i opisanym w wielu pracach naukowych. Przykładowo, pierwotnie miękkie dno śródkowodewońskiego środowiska sedimentacyjnego łupków brachiopodowych z Gór Świętokrzyskich, opanowywane było przez pionierskie ramienionogi (częściowo zagrzebujące się w mule), co powodowało jego konsolidację (Woźniak 1992). Skupienia licznych muszli tworzyły w ten sposób solidny fundament, na którym mogły rozwijać się dewońskie mszywie, koralowce i liliowce.

STAN ODSŁONIĘCIA (OBIEKTU):

Okazała i doskonale zachowana płyta muszlowca terebratulowego jest jednym z ciekawszych obiektów opisanych podczas prac terenowych w ramach realizowanego projektu. Zdaniem naszego zespołu, ma spore szanse stać się w przyszłości pewnego rodzaju symbolem Geoparku, a nawet Góry Św. Anny. Proponujemy jednak zmienić w niewielkim stopniu miejsce jej ekspozycji – obecnie jest słabo widoczna, przysypana zwiędłym materiałem roślinnym (fot. 39). Należy ustawić ją w pionie, jak najbliżej ulicy. Pewnej korekty wymaga także opis zawarty na poświęconej muszlowcowi tablicy – jest interesujący, ale nie wszyscy po jego przeczytaniu będą w stanie np. zlokalizować na płycie skamieniałości, których nazwy podane są w języku łacińskim. To mogą zrobić tylko doświadczeni „zbieracze” i entuzjaści paleontologii, a nie „zwykli” turyści odwiedzający rejon Góry Św. Anny. Przeniesienie płyty bliżej ulicy oraz osadzenie jej na stabilnej konstrukcji podtrzymującej, wymaga pewnych nakładów pracy i finansowych. Myślimy jednak, że czynności te, zaowocują w przyszłości większym zainteresowaniem obiektem, a może nawet zwiększeniem ruchu turystycznego – nie każde Muzeum w Polsce posiada taki okaz!

Walory obiektu – łatwy dostęp, dobrze zachowane skamieniałości, wysoka ocena walorów turystyczno-estetycznych, dydaktycznych i naukowych.



Fot. 39. Obecne miejsce ekspozycji zlepu muszlowego (R. Sikora)

12. GÓRA ŚW. ANNY – AMFITEATR – ODSŁONIECIE ZA DAWNYMI TOALETAMI LOKALIZACJA:

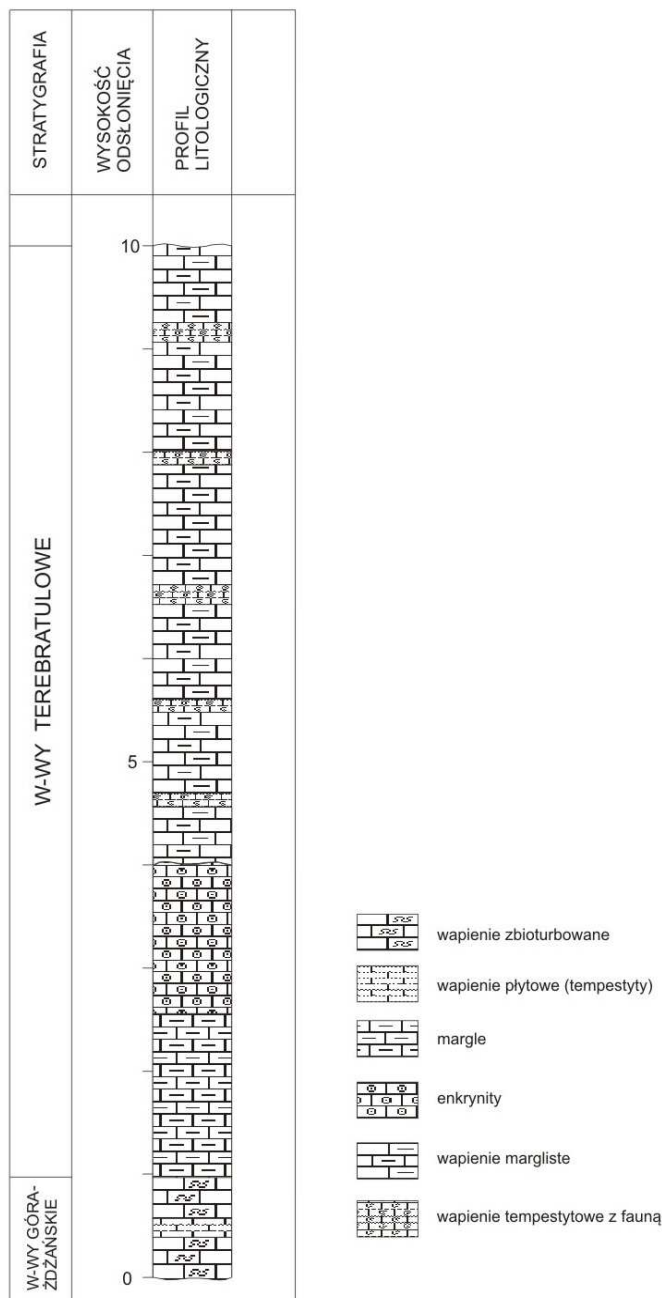
Odsłonięcie warstw górażdzańskich i terebratulowych za „dawnymi toaletami” (KIO Nr 22) znajduje się w bezpośrednim sąsiedztwie kamieniołomu „Amfiteatr”, około 20 m na północ od ściany głównej wyrobiska oraz w odległości około 400 m na zachód od budynku siedziby Parku Krajobrazowego „Góra Św. Anny” – ul. Leśnicka 10. Idąc od strony PK „Góra Św. Anny” schodzimy wybrukowaną ulicą w dół (znaki kierują do pomnika Czynu Powstańczego X. Dunikowskiego), a następnie, przy pomniku, udajemy się na dno kamieniołomu (schody po prawej stronie pomnika). Następnie należy skierować się na północ. Po pokonaniu kilku schodów (ograniczających strefę amfiteatru) wchodzimy na wygodną i dobrze utrzymaną drogę gruntową. Po prawej stronie widzimy pozostałości dawnych toalet, a tuż za nimi wychodnie warstw skalnych triasu środkowego.

OPIS PROFILU ODSŁONIĘCIA (OBIEKTU):

Wychodnie warstw góraždzańskich i terebratulowych odsłaniają się w zachodniej ścianie dawnego wyrobiska, stanowiącej dalszą, północną część kamieniołomu „Amfiteatr”. Długość odsłonięcia wynosi około 15 – 20 m, a wysokość dochodzi do około 10 m (fig. 13).

ODSŁONIĘCIE ZA DAWNYMI TOALETAMI

Skala pionowa 1:50



Słabo odsłaniające się, dziś praktycznie niewidoczne, warstwy góraždzańskie (najwyższa część), wykształcone są w postaci masywnych szarych i jasnoszarych, gruboławicowych wapieni onkolitowych. Miąższość poszczególnych ławic dochodzi do kilkudziesięciu centymetrów. Ziarnom onkoidów (owalne, wielkość do kilku milimetrów) towarzyszą fragmenty drobnych, pokruszonych muszli (detrytus), wyraźnie widoczny na świeżych przełamach. Zespół faunistyczny jest dość ubogi ilościowo – oprócz onkoidów spotykane są pojedyncze muszle małży (*Plagiostoma striatum*) lub ramienionogów oraz sporadyczne fragmenty liliowców. Duża twardość skały utrudnia wydobycie okazów z jej masy.

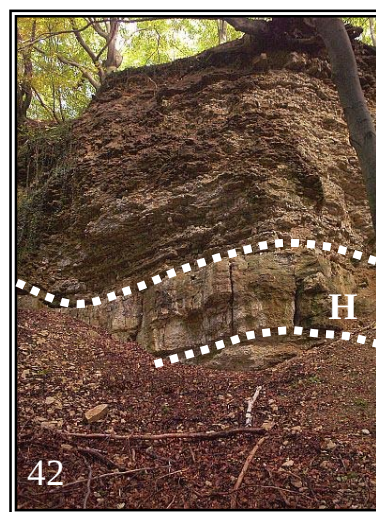
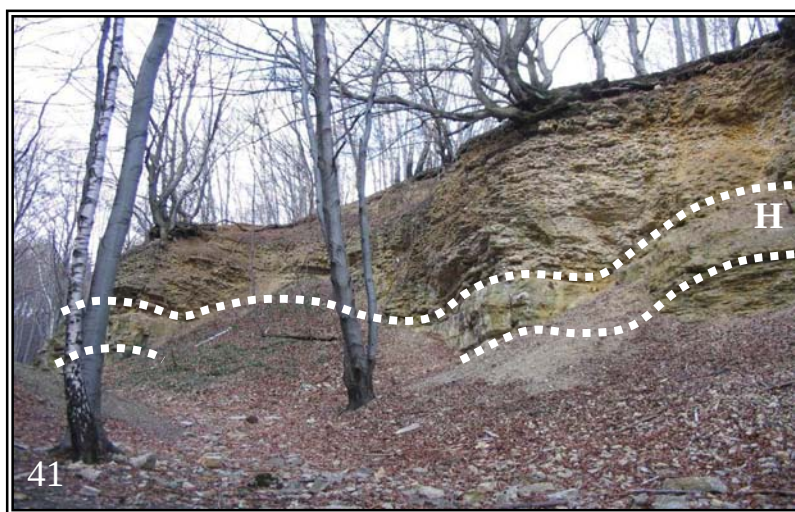
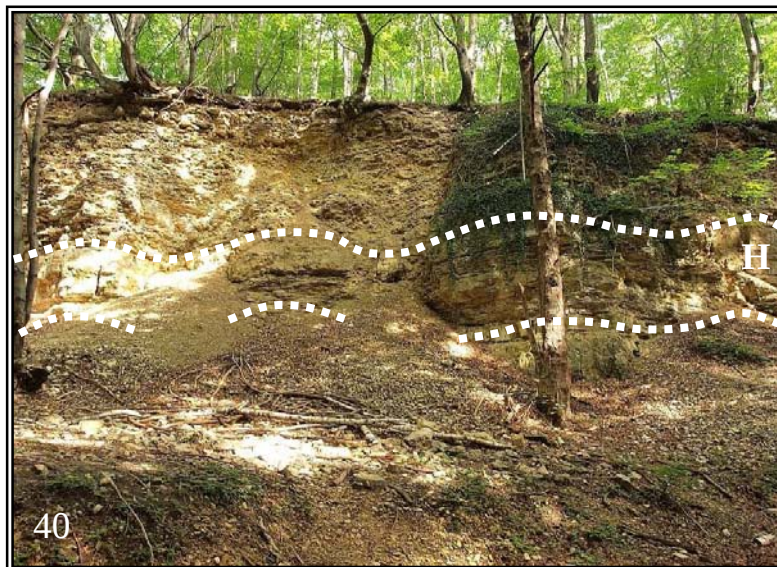
Nad wapieniami góraždzańskimi stwierdzono obecność pełnego profilu warstw terebratulowych, który rozpoczyna się plastycznie zaburzonym pakietem osuwiskowym. W obrębie warstw terebratulowych, wydzielić można trzy typy osadu - (1) margle w części spągowej, (2) nad którymi dobrze widoczna jest główna ławica krynoidowa oraz (3) wapienie margliste (fot. 40, 41).

Ciemne, występujące w spągowej części margle, nie zawierają skamieniałości. Masa skalna składa się z jednorodnego, bardzo drobnego materiału (ziaren), ze śladową obecnością pirytu. Osad powstał najprawdopodobniej w warunkach beztlenowych, w głębszych (około 30 – 40 m), ale spokojnych wodach.

Fig. 13. Profil litologiczny.

Powyżej, widoczna jest główna ławica krynoidowa, z amalgamowanymi poziomami tempestytowymi (fot. 42). Chaotycznie ułożone muszle ramienionogów (głównie terebratul),

przeważnie rozłączone i pokruszone, potwierdzają sztormowym charakter osadu. Masowe wystąpienia krynoidów sugerować mogą powrót warunków sprzyjających bujnemu rozwojowi fauny, podobnych do okresu, w którym powstawały wapienie góraždzańskie. W tym przypadku, w toni wodnej płytkich i dobrze natlenionych wód rozwijały się na dużą skalę i w szybkim tempie liliowce, tworzące niekiedy tzw. „łaki liliowcowe”. Miąższość ławicy wynosi około 1,5 m.



Fot. 40, 41. Warstwy terebratulowe z zaznaczonym przebiegiem głównej ławicy krynoidowej (H) – *Hauptcrinoidenbank* (R. Sikora)

Fot. 42. Główna ławica krynoidowa (H) – *Hauptcrinoidenbank* (J. Szulc)

Najwyższą część profilu budują ciemnoszare wapienie drobnoziarniste, z niewielką ilością skamieniałości muszlowych (głównie małży) oraz śladami żerowań. W ich obrębie widoczne są struktury spływowe i pogrążowe, związane z syndepozycyjnym grzęźnięciem ławic tempestytowych w niezlityfikowanych mułach wapiennych, a także rynny wycięte w mułach wapiennych i wypełnione drobnym materiałem bioklastycznym, w tym często piaskiem wapiennym złożonym z detrytusu *Ophiuroidea*.

Na szczególną uwagę zasługują, stwierdzone w opisywanym profilu ławice, złożone wyłącznie z terebratul. Biorąc pod uwagę ułożenie skamieniałości – chaotycznie rozrzucone, kompletne muszle w części spągowej, spadek liczebności i wzrost materiału pokruszonego

w części stropowej – można założyć, że całość powstała w wyniku krótkotrwałych, gwałtownych epizodów sztormowych.

Ogólnie fauna w całym pakiecie jest typowa dla warstw terebratulowych i zdominowana przez zespoły brachiopodowo-ostrygowe i enkrynity, reprezentowane przez najważniejszych przedstawicieli z gatunków - *Coenothyris vulgaris* i *Umbrostrea cristadiformis*. Rzadko spotykane są ramienionogi *Hirsutella hirsuta*, *Punctospirella fragilis*, *Tetractinella trigonella* oraz małże *Plagiostoma striatum* i *Plagiostoma lineatum*.

STAN ODSŁONIĘCIA (OBIEKTU):

Wychodnie warstw góraždzańskich i terebratulowych, to jedno z ciekawszych stanowisk geologicznych w rejonie Góry Św. Anny. Obiekt ten spełnia wszystkie warunki, które umożliwiają organizację w tym miejscu ruchu turystycznego. Należy jedynie przeprowadzić drobne prace porządkowe. Dojście i penetracja odsłonięcia nie sprawia problemów. Istnieje jednak ryzyko osypywania się bloków skalnych z wyższych części odsłonięcia. Zaleca się też ostrożne poruszanie w obrębie rumoszu skalnego i osypiska przed ścianą profilu. Walory obiektu – wysoka ocena atrakcyjności turystyczno-estetycznej oraz dydaktycznej i naukowej, dobrze zachowany profil, różnorodność form i zjawisk geologicznych, występowanie skamieniałości.

13. GÓRA ŚW. ANNY – AMFITEATR – ŚCIANA GŁÓWNA

LOKALIZACJA:

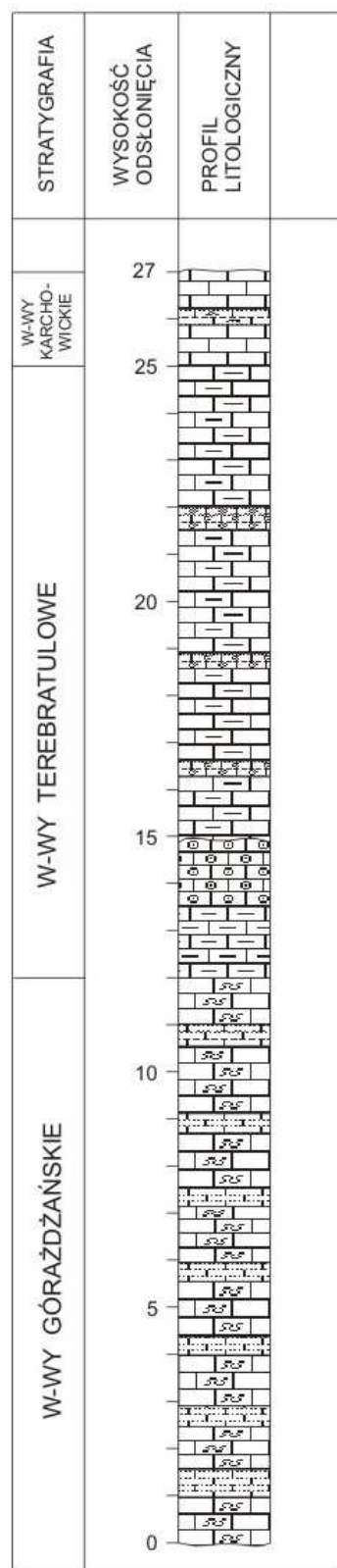
Główna ściana kamieniołomu „Amfiteatr” (KIO Nr 23) znajduje się w obrębie starego wyrobiska wapieni o tej samej nazwie, w odległości około 400 m na zachód od budynku siedziby Parku Krajobrazowego „Góra Św. Anny” – ul. Leśnicka 10. Idąc od strony PK „Góra Św. Anny” schodzimy wybrukowaną ulicą w dół (znaki kierują do pomnika Czynu Powstańczego X. Dunikowskiego), a następnie, przy pomniku, udajemy się na dno kamieniołomu (schody po prawej stronie). Biorąc pod uwagę imponujące rozmiary obiektu, nie sposób go nie zauważyć.

OPIS PROFILU ODSŁONIĘCIA (OBIEKTU):

W odsłonięciu tym widoczny jest około 27 metrowy profil wapienia muszlowego (fot. 43), obejmującego formację góraždzańską (warstwy góraždzańskie bez najniższego ogniwa ziarnitu z Ligoty), formację dziewczowicką (warstwy terebratulowe – pełny profil) i dolną część formacji karchowickiej - warstwy karchowickie (fig. 14). Tworzą one zróżnicowane strukturalnie ławice i warstwy. Długość odsłonięcia około 200 m.

(G) Warstwy góraždzańskie (spąg profilu) wykształcone są w postaci masywnych, średnio- i gruboławicowych wapieni (miąższość poszczególnych warstw dochodzi do kilkudziesięciu centymetrów) - kalkarenitów, głównie onkolitowych - alternowanych, różnej grubości wkładkami silnie zbioturbowanych kalcyłutytów, zawierających rzadką, ale dość dobrze zachowaną faunę małżową, ramienionogową i krynoidową. Są to przeważnie reprezentanci gatunków *Plagiostoma striatum*, *Coenothyris vulgaris* i *Tetractinella trigonella*. Ponadto, w niektórych ławicach częste są zespoły ślimaków. Miąższość całego pakietu warstw góraždzańskich wynosi około 12 m.

(T) Powyżej znajduje się około 1,5 m miąższości zespół cienkowarstwowych margli i wapieni, wykazujących lokalnie bardzo intensywne deformacje plastyczne, rozpoczynający sukcesję warstw terebratulowych. W pakiecie tym nie znaleziono fauny szkieletowej, choć w innych odkrywkach sporadycznie występują małże i głowonogi (Niedźwiedzki 2000). Stwierdzono jedynie obecność rzadkich kanałów *Palaeophycus*.



AMFITEATR - ŚCIANA GŁÓWNA

Skala pionowa 1:125

-  wapienie zbioturbowane
-  wapienie płytowe (tempestyty)
-  margle
-  enkrynity
-  wapienie margliste
-  wapienie tempestytowe z fauną
-  wapienie drobnoziarniste
-  tempestyty z intraklastami

Fig. 14. Profil litologiczny.

Na nim leży charakterystyczna ławica kalkarenitowa, o miąższości około 1.4 m., złożona w znacznym stopniu z trochitów liliowców, stąd nadano jej nazwę – „głównej ławicy krynoidowej” (*Hauptcrinoidenbank* - Assmann 1944). Składa się ona z 7 do 9, amalgamowanych horyzontów burzowych, w dolnej części (pelitycznej) zdominowanych przez detrytus krynoidowy, w stropie zaś przez brachiopodowy (głównie *Coenothyris vulgaris* i *Tetractinella trigonella*). Spagową część ławicy tworzą dwa horyzonty twardego, spoistego dna (*firmground*) z kanałami *Thalassinoides*, zaś jej strop formują charakterystyczne riplemarki oscylacyjne o amplitudzie od 0,5 do 1 m. W obrębie warstwy często występują ślady ucieczki organizmów pogrzebanych przez osady kolejnego sztormu.

Ponad stropem głównej ławicy krynoidowej, rozwinięta jest 10 metrowa sekwencja ciemnych, marglistych wapieni drobnoziarnistych (pelitycznych), przeławiconych horyzontami tempestyków (wakstonów i pakstonów), zawierających dobrze zachowane muszlowce brachiopodowo-ostrygowe (*Coenothyris vulgaris*, *Umbrostrea crista-difformis*), małże (*Plagiostoma striatum*, *Gervillia*) i enkrynity. Grubość tempestyków zmienia się lateralnie w zakresie od 30 do 5 cm, a niektóre z nich wyklinowują się całkowicie. Dość powszechnie występują poziomy zwięzłych den z ichnoskamieniałościami - *Balanoglossites* isp. i *Thalassinoides* isp. Ku górze profilu obserwuje się sukcesywny wzrost miąższości ławic oraz stopniowe zmniejszanie się dominacji brachiopodów w zespole faunistycznym.

(K) W najwyższej części odsłonięcia, tuż pod cokołem pomnika Czynu Powstańczego występują, słabo widoczne, skrasowiałe utwory warstw karchowickich. Ich podstawę tworzy 2 - metrowy zestaw horyzontów spoistych i twardych den, znaczących przerwy w sedimentacji, a rozwiniętych w masie szarych wapieni kalcyłutytowych. Poziomy te rozdzielone są tempestykami, zawierającymi intraklasty pochodzące ze zerodowanych (podległych), spoistych den, w najwyższej części profilu z detrytusem gąbkowym.



Fot. 43. Ściana główna kamieniołomu „Amfiteatr” (fot. R. Sikora)

(G) Formacja góraždzańska (warstwy góraždzańskie)

(T) Formacja dziewczowicka (warstwy terebratulowe)

(a) ogniwo margli z Kamionka

(b) ogniwo enkrynitu

(c) ogniwo muszlowców z Chełma

(K) Formacja karchowicka (warstwy karchowickie)

W połowie długości ściany znajduje się uskoki o zrzuconym (około 1,7 m) skrzydle północnym, co najlepiej zaobserwować można w obrębie doskonale widocznej „ławicy krynoidowej” (ogniwo enkrynit z Góry Św. Anny). Przebieg uskoku w niżejległej formacji górażdżańskiej, zbudowanej z naprzemianległych ogniów wapieni pelitowych i onkoidowo-organodetrytycznych, zamaskowany jest murem z bloków wapiennych w celu zapobieżenia spadaniu skał ze strefy uskokowej na estradę.

Oprócz ciekawego profilu litologicznego oraz bogatych zespołów faunistycznych, opisanych w odsłonięciu, na uwagę zasługują także struktury spływowe, zlokalizowane przy schodach prowadzących na dno wyrobiska (idąc w dół po lewej stronie i odpowiednio, idąc w górę – po prawej). Zejście do pomnika wykute jest w części wychodni skalnych, co umożliwia przeprowadzenie szczegółowych obserwacji około 2 m, silnie zdeformowanego kompleksu cienkowarstwianych margli i wapieni, rozpoczynających sukcesję warstw terebratulowych. Tworzą one w tym miejscu bochenkowate nabrzmienia i poziomo leżące, słabo zarysowane drobne fałdy (do 1 m). Po obu stronach przekopu fałdy te nachylone są w przeciwnych względem siebie kierunkach.

Odkształcenia o charakterze plastycznym (fot. 44), wykazują związek z systemem niewielkich uskoków synsedymencyjnych, wskazujących na aktywność sejsmiczną w okresie formowania się osadów i kompensacyjne przemieszczanie niezlityfikowanych mułów wapiennych (zsuwanie po skłonie zagłębień w dnie morskim). W trakcie pełnienia uruchomionego osadu dochodziło do wtórnych, czasem wstecznych przełań, co spowodowało powstanie bardzo złożonego układu zniekształceń.



Fot. 44. Struktury spływowe przy schodach (R. Sikora)

Horyzont deformacyjny, opisany przy schodach do kamieniołomu, podobnie jak główną ławicę krynoidową (ściana odsłonięcia), rozpoznać można od Górażdży na zachodzie po Zbrosławice na wschodzie. Jest to dystans około 40 km. Pełni więc on rolę lokalnego poziomu korelacyjnego.

STAN ODSŁONIĘCIA (OBIEKTU):

Lokalizacja amfiteatru, do którego dojście nie sprawia problemów, oprócz niewątpliwych walorów turystyczno-estetycznych, umożliwia także przeprowadzenie ciekawych obserwacji geologicznych. Obiekt wymaga niewielkich prac związanych

z przygotowaniem do ekspozycji – wycięcie roślin zasłaniających lokalnie warstwy skalne. Głównej ściany amfiteatru nie powinno się oglądać (badać) z bliskiej odległości ze względów bezpieczeństwa (często spadające bloki skalne - samoczynnie lub zrzucone przez turystów). Aby prześledzić profil z wyższych części odsłonięcia należy przejść około 100 m w kierunku północnym do ruin zabytkowych toalet, za którymi widać najwyższą część warstw góraždzańskich i warstwy terebratulowe.

14. GÓRA Św. ANNY – DOLINA KROWIOKA

LOKALIZACJA:

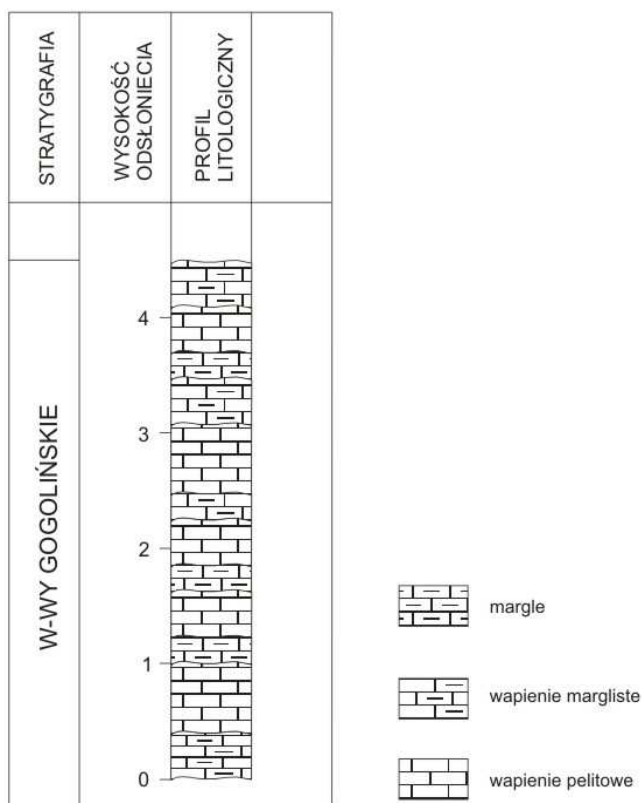
Wychodnie warstw gogolińskich w Dolinie Krowioka (KIO Nr 24) zlokalizowane są około 400 m na północ od ściany głównej kamieniołomu „Amfiteatr” – dojście od tej strony za znakami zielonego szlaku turystycznego i około 450 m w kierunku zachodnim od parkingu przy Zajeździe „Pod Chełmską Górą”. Ruszając z tego punktu należy wyjść na drogę asfaltową Góra Św. Anny – Zdzieszowice i po przejściu około 150 m (w stronę Zdzieszowic) skręcić w prawo. Brukowany trakt leśny prowadzi w dół (w kierunku południowo-zachodnim). Odsłonięcie znajduje się około 250 m dalej, na zboczu po lewej stronie doliny, w miejscu dawnego wyrobiska.

OPIS PROFILU ODSŁONIĘCIA (OBIEKTU):

W dolinie Krowioka, w ścianie dawnego wyrobiska, widoczny jest kilkumetrowy profil środkowej części warstw gogolińskich - poziom wapienia marglistego (fig. 15).

DOLINA KROWIOKA

Skala pionowa 1:50



Wysokość odsłonięcia około 4,0 – 4,5 m, długość około 40 m. Zdecydowaną większość profilu reprezentują cienkowarstwowane, pelitowe wapienie oraz wapienie margliste i margle, o faliście zaburzonym spągu i stropie. Charakterystyczna falistość warstw gogolińskich jest w tym przypadku wynikiem pełnienia niezlityfikowanych (luźnych) mułów wapiennych po skłonie rampy. Miąższość poszczególnych ławic wynosi średnio kilkanaście centymetrów.

Pakiet ten przeławicony jest kilkoma wkładkami wapieni bioklastycznych (wakstony, pakstony), o zmiennej lateralnie grubości. Wapienie te reprezentują dystalne tempestyty deponowane na skłonie głębokiej rampy. Do tej kategorii osadów należą także wapienie bioklastyczne (twarde i mniej uwarstwione) budujące widoczną w wyższej części odkrywki strukturę pograżową

Fig. 15. profil litologiczny.

(długość około 1,2 m; górna powierzchnia płaska, dolna wygięta – miseczkowata). Miejsce to, we wcześniejszych opracowaniach opisywane było jako struktura typu kanału erozyjnego (Woźniak i in. 2005; Niedźwiedzki i Zarankiewicz 2007), która powstała w czasie sztormu, gdy wzburzone wody przedostające się przez grzbiet mielizny i spływające gwałtownym strumieniem w kierunku laguny, złożyły rynnę w jej miękkich osadach. Biorąc jednak pod uwagę obserwacje poczynione w ramach realizacji niniejszego opracowania, uważamy, że osady te uległy raczej deformacji w wyniku pogrzeżenia łachy gwałtownie zdeponowanego, gruboziarnistego materiału w obrębie niezlityfikowanych mułów wapiennych i margli (fot. 45). Około 1 m. pod horyzontem z pograżem, występuje poziom niewielkich, 30 cm uskoków syndepozycyjnych (A, B), którym towarzyszą plastyczne deformacje cienkowarstwowych wapieni (fot. 46), dowodzące aktywności sejsmicznej tego obszaru w czasie depozycji warstw gogolińskich.



Fot. 45. Przekrój poprzeczny struktury pograżowej (R. Sikora)



Fot. 46. Deformacje (C) – przyuskokowe ugięcia warstw (J. Szulc)

Zespół faunistyczny, stwierdzony w odsłonięciu, jest dość ubogi. Sporadycznie spotykane są typowe dla górnych warstw gogolińskich, pojedyncze, duże osobniki małży *Plagiostoma striatum*, a także trochity liliowców. W obrębie wapieni bioklastycznych (struktura pogrązowa – dolne partie) skamieniałości są liczniejsze, reprezentują je głównie próżnie po rozpuszczonych ślimakach i łódkonogach (oryginalny materiał nie zachował się w stanie kopalnym). Wśród skamieniałości śladowych (ichnofosylia) dosyć częste są *Rhizocorallium commune*. Oprócz tego, znaleziono *Pholeus* isp. Ubóstwo skamieniałości oraz ogólnie ciemna barwa skały, sugeruje, że osad ten pierwotnie powstawał w wodach spokojnych, słabo natlenianych, dość głębokiego skłonu rampy.

STAN ODSŁONIĘCIA (OBIEKTU):

Stanowisko w Dolinie Krowioka wymaga jedynie przeprowadzenia niewielkich prac porządkowych – usunięcie części zwietrzliny pokrywającej profil, usunięcie śmieci, wycięcie sezonowo wzrastającej roślinności. Dojście i penetracja odsłonięcia nie sprawia problemów. Istnieje ryzyko osypywania się bloków skalnych z wyższych części odsłonięcia. Zaleca się ostrożne poruszanie w obrębie rumoszu skalnego i osypiska przed ścianą profilu (dość strome podejście). Walory obiektu – wysoka ocena atrakcyjności turystyczno-estetycznej oraz dydaktycznej i naukowej, dobrze zachowany profil, łatwy dostęp, różnorodność form i zjawisk geologicznych, występowanie skamieniałości.

15. GÓRA ŚW. ANNY – KAMIENIOŁOM NEFELITU

LOKALIZACJA:

Kamieniołom nefelinitu zlokalizowany jest w bezpośrednim sąsiedztwie Zajazdu „Pod Górą Chełmską” (ul. Leśnicka 26a), przy drodze ze szczytu Góry Św. Anny do Leśnicy i Zdieszowic. Obszar całego wyrobiska ma statut Rezerwatu Geologicznego. Od kilku lat, dzięki staraniom pracowników Parku Krajobrazowego „Góra Św. Anny”, na terenie wyrobiska zorganizowano ścieżkę dydaktyczną – 9 punktów z tablicami objaśniającymi.

Dojście do kamieniołomu nie sprawia problemów. Od lewego krańca parkingu - stojąc twarzą do budynku zajazdu – skierować należy się na północ. Po przejściu około 150 m słabo utrzymaną drogą gruntową, dochodzimy do głównego wejścia - charakterystyczna, drewniana brama z planem i opisem Rezerwatu Geologicznego.

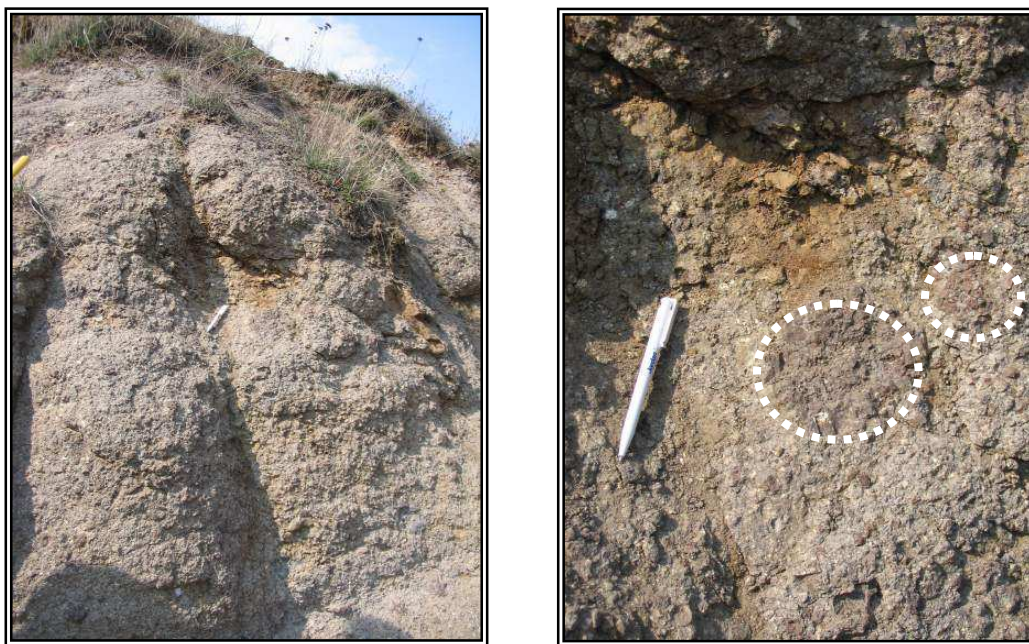
Wyznaczona przez pracowników PK „Góra Św. Anny” trasa, prowadzi najpierw na dno najgłębszego poziomu wyrobiska (część zachodnia) – zejście po schodach z drewnianych bali (około 50 m). Mniej więcej w środkowej części zejścia uformowano platformę w okolicy występowania zwietrzałych nefelinitów (obecnie niewidoczne). Idąc wzdłuż platformy przechodzimy obok odsłonięcia piaskowców kredowych. Na dole wyrobiska wybrukowano kawałkami nefelinitów drogę (długość około 45 m), prowadzącą wzdłuż odsłoneń przewodu wulkanicznego z widocznym miejscami ciosem termicznym. Następnie ścieżka wznosi się zachodnią ścianą, mijając wychodnie piaskowców cenomanu i margli turonu (miejsce obecnie niewidoczne). Kolejny punkt urządzono w środkowej części kamieniołomu, u podnóża zarośniętego wierzchołka zbudowanego z brekcji tufowo-lawowej. Stamtąd szlak wchodzi do wschodniego sektora odkrywki, gdzie odsłaniają się wapienie formacji karchowickiej (trias). Od wychodni wapieni poprowadzona jest druga odnoga trasy. Wiedzie ona w dół do profilu, gdzie zobaczyć można strefę kontaktową nefelinitów z wapieniami triasowymi oraz soczewę jaspisu porcelanowego.

Przedstawione poniżej opisy obiektów, sporządzone podczas penetracji terenowej w ramach realizowanego zadania, rozpoczynamy od górnej części wyrobiska. Wszystkie nasze spostrzeżenia i uwagi, dotyczące organizacji ścieżki oraz treści zawartych na tablicach objaśniających, omówione zostaną w dziale „Stan odsłonięcia (obiektu)”.

OPIS PROFILU ODSŁONIĘCIA (OBIEKTU):

Brekcja tufowo-lawowa (KIO Nr 25.1)

Brekcja piroklastyczna widoczna jest najlepiej w wyniosłej „czerwonej” górze wznoszącej się nad południową krawędzią kamieniołomu. W bardzo drobnej, brunatno-czerwonej masie tufu (ziarna do 2 mm grubości), znajdują się większe kawałki porwanej lawy – ostrokrawędziste, dochodzące do 22 cm, i znacznie rzadsze zaokrąglone (fot. 46). Bloczki ostrokrawędziste reprezentują fragmenty spojonej lawy wcześniejszych wylewów, które dostały się w obręb masy tufowej najprawdopodobniej podczas ostatnich erupcji wulkanu na Górze Św. Anny – wybuch rozerwał starszą pokrywę. Zaokrąglone fragmenty nefelinitu, czasami wrzecionowate, są przykładem formowania się płynnej lawy w powietrzu, która wirując w pędzie zastyga, tworząc przypominające „krople deszczu” lapille lub większe bomby wulkaniczne.



Fot. 46. Brekcja piroklastyczna – „górką” i okrągłe bomby nefelinitowe (R. Sikora)

Bloki i bomby zatopione są w drobniejszym materiale piroklastycznym, utworzonym z piasków i pyłów wulkanicznych. Pyły te, według Chodynieckiej (1967), składają się głównie ze szkliwa o składzie chemicznym diorytu, a więc różniącym się znacznie od składu skał wylewnych. Natomiast bloki nefelinitu nie odróżniają się mineralogicznie od nefelinitu tworzącego intruzję (Chodyniecka 1967). W obrębie brekcji spotykane są także fragmenty skał osadowych, głównie kredowych.

Widoczne lokalnie spękania wypełnione są (Chodyniecka 1967) kwarcem, kalcytem i niekiedy trydymitem. Jest to najprawdopodobniej efekt powulkanicznej działalności gorących roztworów hydrotermalnych.

Skład chemiczny brekcji tufowo-lawowej różni się wyraźnie od składu lawy nefelinitowej. W brekcji obserwuje się znacznie niższe (około 10-krotnie) zawartości Na niż w nefelinicie, co powoduje, że w brekcji, w przeciwieństwie do nefelinitu, K_2O przeważa nad Na_2O . Brekcja charakteryzuje się ponadto znacznie niższymi zawartościami Mg, Ca, Rb oraz niższymi zawartościami V, Sc, Y i wszystkich REE. Próbką brekcji zawiera natomiast znacznie wyższe od próbek nefelinitu zawartości Sr oraz nieco wyższe zawartości SiO_2 , P i Zr.

Obserwacja utworów piroklastycznych pod mikroskopem jest bardzo trudna ze względu na bardzo duże nagromadzenie w skale minerałów nieprzeźroczystych (tlenków i wodorotlenków żelaza). Jedynie w obrębie okruchów brekcji nefelinitowej wyróżnić można pirokseny, które stanowią też główny składnik nefelinitów opisywanych z głębszych partii intruzji oraz magnetyt.

Wystąpienie piroklastyków w obrębie kamieniołomu nefelinitu, jest jednym z ważniejszych i ładniejszych odsłonień brekcji tufowo-lawowej w całym regionie. Pozwala ono określić typ działającego tu 27 – 15 mln lat temu wulkanu. Był to stratowulkan - wylewom lawy towarzyszyły gwałtowne erupcje wyrzucające w powietrze pył oraz bomby wulkaniczne, a także ostrokrawędziste kawałki nefelinitu porwane z wnętrza wulkanu i starszych pokryw.

Forma, jaką ma obecnie odsłonięcie - „stożkowata górką” (około 354 m n.p.m.), wynika z faktu, iż tuf był skałą płoną, pokrywającą podstawowe złoża skalne, którą pozostawiono wybierając występujące wokół wapienie i nefelinity.

Wapienie triasu (KIO Nr 25.2)

Wapienie triasu środkowego odsłaniają się we wschodniej części kamieniołomu (fig. 16). Charakter skały jest bardzo zmienny – w głównej ścianie przypomina warstwy górażdzańskie (masywne, grubo uwarstwione), a w niższych partiach wyrobiska podobny jest do wapieni gogolińskich (cieńsze warstwy, lokalnie faliste), opisanych w Dolinie Krowioka.

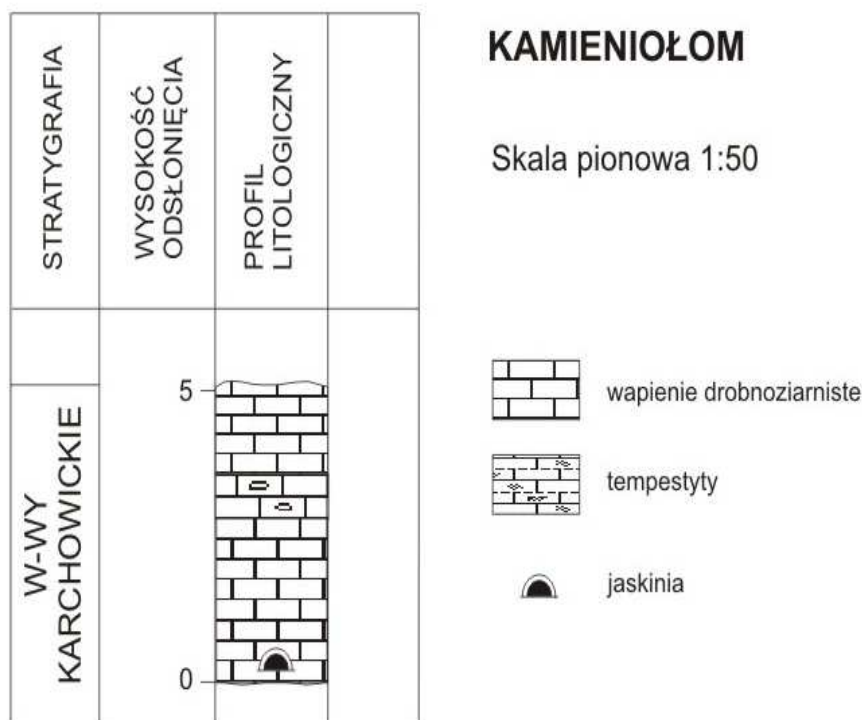


Fig. 16. Profil litologiczny

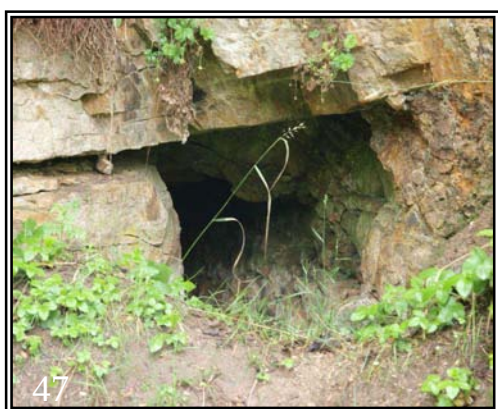
Analizy składu chemicznego węglanów z Góry Św. Anny wykazały, że najczystszymi chemicznie wapieniami, zawierającymi najwięcej CaO (około 55%), a zarazem najmniej SiO₂ i domieszek innych minerałów, są wapienie warstw górażdzańskich i karchowickich. Największą natomiast ilością domieszek charakteryzują się węglany warstw terebratulowych.

Choć wychodnie wapienie rozpoznane w obrębie kamieniołomu zaliczane są przez Birkenmajera (1974) oraz Birkenmajera i Pécskaya (2002) do warstw gogolińskich,

tworzących ich zdaniem, blok w nefelinicie, należy je raczej wiązać z wapieniami formacji karchowickiej (Bodzioch 1989, Niedźwiedzki 1994, Woźniak i in. 2005).

Osad ten reprezentuje najprawdopodobniej interwał przejściowy między warstwami terebratulowymi oraz dolną częścią warstw karchowickich. Wskazują na to, znalezione w obrębie wapieni trochity liliowców *Silesiacrinus silesiacus* - znane na Śląsku dopiero od warstw karchowickich (zasięg podany według Hagdorna i Głuchowskiego 1993), typowa dla tej formacji obfitość skrasowiałych penetracji *Balanoglossites* (nory krabów - horyzonty spoistego dna) i pojawiający się dopiero od formacji karchowickiej morfotyp *Punctospirella fragilis* o większych muszlach i wydatniejszych żebrach niż *Punctospirella fragilis*, znana z niższych utworów. Istotna jest też powszechność gąbek *Hexactinellida* ze spikulami o rozmiarach dochodzących maksymalnie do 1 mm (Bodzioch 1989, Niedźwiedzki 1994, Woźniak i in. 2005), brak konodontów i kontynuacja (bez niezgodności kątowej) profilu dolnego wapienia muszlowego (najwyższe warstwy gogolińskie - formacja dziewkowicka) w łomach leżących tuż poniżej badanych wychodni (50 m na południowy wschód, po drugiej stronie szosy - Niedźwiedzki 2000). Podobny obraz wyłania się z mapy geologicznej tego regionu (Niedźwiedzki, 1994). Nie jest to więc blok, lecz część pokrywy triasowej przebitej przez wulkanity.

Wapienie karchowickie są silnie skrasowiałe. Rozwojowi zjawisk krasowych sprzyjała duża liczba pustek i porów, z których część wypełniona jest obecnie gliną rezydualną. W opisywanej północno-wschodniej części ściany kamieniołomu rozwinęła się niewielka jaskinia. Ma około 5 metrów długości i 0,5 m wysokości (fot. 47). Kończy się niezbadaną, wąską szczeliną, idącą ku górze. Przebieg korytarza NE-SW. Jest to przykład jaskini szczelinowej. Dokładny wiek jej powstania nie jest znany. Najprawdopodobniej utworzyła się w trzeciorzędzie (miocen?).



Fot. 47. Jaskinia w wapieniach karchowickich - kamieniołomie nefelinitu (R. Sikora)

Fot. 48. „Dolina Kamienna” – wapienie karchowickie (M. Markowiak)

W niższych poziomach kamieniołomu, w strefach kontaktu z nefelinitem, wapienie są wyraźnie przebarwione i miejscami zdolomityzowane, bądź skrzemionkowane. Zmiany te związane są z dużą aktywnością roztworów hydrotermalnych, powstałych w czasie końcowej fazy frakcjonowania magmy stożka Góry Św. Anny.

Silnie skrasowiałe wapienie karchowickie opisane zostały także podczas penetracji terenowej w tzw. „Dolinie Kamiennej” (KIO Nr 26), zlokalizowanej na zewnętrznych stokach kamieniołomu, przy drodze z Góry Św. Anny do Leśnicy, około 150 m od rozjazdu na Leśnicę i Zdieszowice (fot. 48). Tworzą je wapienie i wapienie margliste wykształcone w dość zróżnicowanych ławicach - biorąc pod uwagę ich miąższość. Dostęp do obiektu jest trudny – stromą skarpą od strony kamieniołomu lub ruchliwą drogą z betonową barierką zabezpieczającą, od ul. Leśnickiej. Sam profil skalny jest dość dobrze widoczny, ale

otoczenie wymaga przeprowadzenia dużych prac porządkowych – usunięcie śmieci, wycinka drzew i krzewów. Poruszanie się w obrębie odsłonięcia utrudnia dodatkowo luźny, tworzący niekiedy strome osypiska, rumosz skalny. Obiekt ten nie zostanie włączony do planowanej trasy turystyczno-edukacyjnej. Spostrzeżenia i fragmenty opisu najciekawszych miejsc z „Doliny Kamiennej”, znajdują się w treści przygotowywanej tablicy poświęconej wapieniom karchowickim. Podobnie jest w przypadku odsłonięcia wapieni warstw górażdżańskich i terebratulowych w łomie zlokalizowanym po drugiej stronie ulicy (KIO Nr 33). Miejsce to jest obecnie silnie zarośnięte i zanieczyszczone. Przygotowanie go do ekspozycji wymaga dużych nakładów prac porządkowych. Warto jednak o nim pamiętać.

Soczewa jaspisu (KIO Nr 25.3) i kontakt nefelinit-wapień (KIO Nr 25.4)

Około 30 m na lewo od otworu jaskini, w obrębie wyraźnej niecki, zlokalizowana jest soczewa jaspisu. Rozwinęła się ona w strefie metamorfizmu kontaktowego (termicznego) nefelinitów i wapieni.

Obszar zmian widoczny jest na przestrzeni około 1 m. W strefie bezpośredniego kontaktu nefelinitu z wapieniami stwierdzono obecność białego, sypkiego minerału (kalcyt i minerały ilaste - smektyty), z okruchami zrekrystalizowanego wapienia, których wielkość waha się od 1 do 10 cm (fot. 49). Poniżej występują zmetamorfizowane, twarde, prawie czarne wapienie pocięte drobnymi, różnokierunkowymi żyłkami białego kalcytu (grubości około 2 mm). Skała wydziela mocny zapach siarkowodoru, wyczuwalny podczas łupania. Zmiany termiczne stopniowo zanikają ku dołowi. Mniej więcej 1 m niżej obserwuje się już typowy, beżowy wapień karchowicki z fauną liliowcową i detrytusem muszlowym.

W obrębie nefelinitów, leżących na sypkiej warstwie kalcytowo-smektytowej, obserwuje się występowanie licznych porów i pustek, wypełnionych minerałami wtórnymi, między innymi z grupy zeolitów (tekstura migdałowcowa). Nefelinity w strefie kontaktu są kruche, rozsypliwie i przebarwione na brunatno w wyniku wietrzenia.

Najciekawszym jednak obiektem opisywanego stanowiska zdaje się być zlokalizowane tu wystąpienie jaspisu (fot. 50). Ma on barwę pomarańczowo-brązową. Tworzy soczewę o wymiarach około 2,0 x 0,5 m, sięgającą w głąb wychodni na minimum 1 m (Niedźwiedzki i Zarankiewicz 2007). Od soczewy głównej odchodzą cienkie żyłki jaspisu, przenikające w głąb wapieni wykorzystując powierzchnie uławicenia. Lokalnie w soczewie wyraźna jest tekstura kierunkowa (laminarna), a miejscami skała jest silnie porowata.

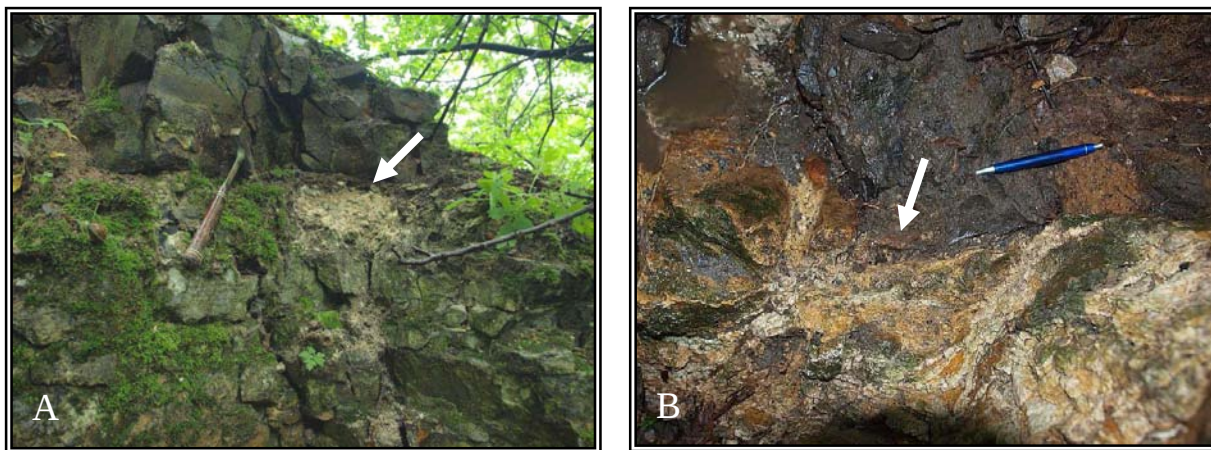
Jaspis powstał w kilku etapach, w wyniku krystalizacji z niskotemperaturowych koloidów, najprawdopodobniej w pustce skalnej, powstałej na kontakcie bazaltu i wapieni, już po zakończeniu erupcji wulkanicznej. Jest to skała krzemionkowa zbudowana głównie z kwarcu krystalicznego, goethytu i podrzędnie chalcedonu. Jak wynika z badań mikroskopowych, fragmenty charakteryzujące się teksturą kierunkową zbudowane są z kwarcu krystalicznego z domieszką goethytu, przy czym niektóre laminy są wyraźnie wzbogacone w goethyt. Natomiast fragmenty charakteryzujące się teksturą bezładną zbudowane są z kolomorficznych skupień (fot. 50B), pierwotnie chalcedonowo-goethytowych, w których chalcedon w znacznej części uległ rekrytalizacji. W otoczeniu kolomorficznych skupień krystalizował najmłodszy kwarc, często z widocznymi strukturami wzrostu.

Jaspis należy do najpopularniejszych kamieni ozdobnych, znanych i wykorzystywanych już w starożytności. Soczewa z kamieniołomu nefelinitu, choć określana przez niektórych jako największa w Polsce (Niedźwiedzki i Zarankiewicz 2007), nie ma większej wartości jubilerskiej. Wpływa na to mało efektowne zabarwienie i lokalnie znaczna porowatość. Mimo to, biorąc pod uwagę walory przyrodnicze i naukowo-dydaktyczne,

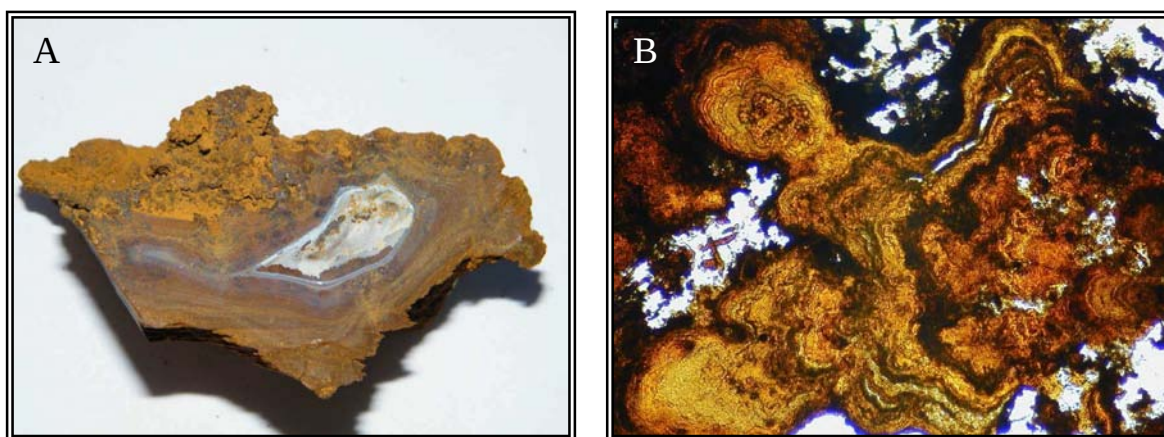
w miejscu występowania jaspisu należy wprowadzić całkowity zakaz zbierania jego kawałków, odłupywania fragmentów z soczewy i bicia młotkiem w jej pobliżu.

Strefę metamorfizmu kontaktowego obserwować można także około 10 m od opisywanego odsłonięcia (fot. 49B), w wąskim wcięciu erozyjnym (KIO Nr 25.4).

Biorąc pod uwagę utrudniony dostęp do obiektu oraz samo poruszanie się w jego obrębie (mała przestrzeń wypełniona rumoszem skalnym - bloki mokre i śliskie) nie przewiduje się organizacji ruchu turystycznego w tym miejscu. Najciekawsze spostrzeżenia zawarte będą w treści planowanej tablicy edukacyjnej, ustawionej w okolicach soczewy jaspisu. Badania rentgenostrukturalne białej substancji pochodzącej z kontaktu nefelinitu i wapieni wskazują na złożony jej skład: kwarc, kalcyt i minerały ilaste (smektyt, kaolinit, illit) oraz chloryt. Zróżnicowany skład chemiczny skał z kontaktu nefelinitu (zarówno wapieni, jak i piaskowców) oraz obecność w tych skałach podwyższonych ilości Pb, Zn, Cd, Cu, Sn, W, Ag, Th, U świadczy o tym, że wylewom lawy towarzyszyły procesy hydrotermalne powodujące mineralizację skał otaczających. Tezę tą potwierdza obecność wysokich zawartości As, Cu, Zn, W, i Te w uważanej za przejaw działalności hydrotermalnej soczewie jaspisu.



Fot. 49. Strefy metamorfizmu kontaktowego w okolicach soczewy jaspisu porcelanowego - A i wycięciu erozyjnym - B (R. Sikora)



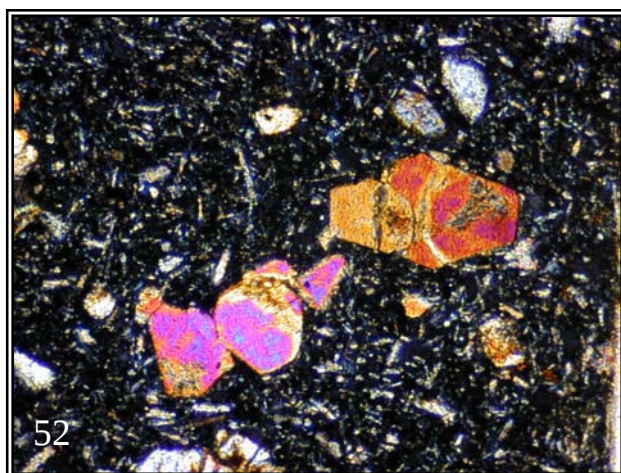
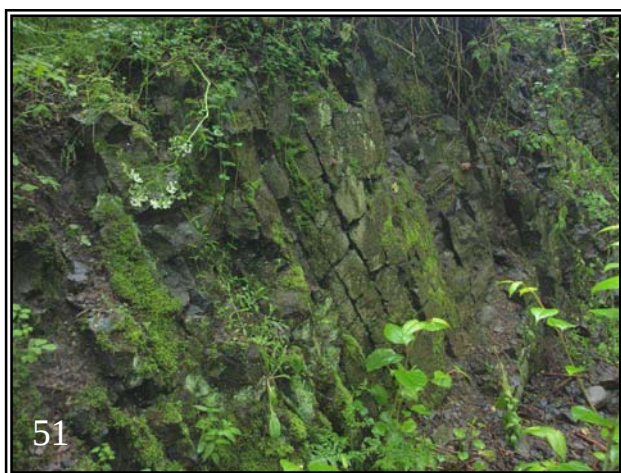
Fot. 50. Jaspis: naszlif - A i obraz przy pojedynczym nikolu w płycie cienkiej (pow. x100) - B (M. Markowiak)

Słupy nefelinitowe (KIO Nr 25.5)

Nefelinity widoczne są w zachodniej, najgłębszej części wyrobiska (około 317 m n.p.m.) oraz w północnej ścianie. Po zejściu na dno kamieniołomu, udajemy się wybrukowaną

ścieżką, która doprowadza do około 3 m odsłonięcia ciemnych nefelinitów z dobrze widocznym, charakterystycznym ciosem termicznym (fot. 51).

Nefelinit charakteryzuje się masywną teksturą oraz holokrystaliczno-porfirową strukturą (Majerowicz 1990). W afanitowym, mikrokrystalicznym „cieście skalnym” tkwią prakryształy piroksenów i oliwinów (wielkość do 3 mm). Oliwin występuje także w formie niewielkich druz – do 3 cm. Ich geneza nie jest do końca wyjaśniona, choć specjalistyczne badania Chodynieckiej (1967) wskazują na hydrotermalne pochodzenie tej generacji oliwinów. W partiach zwietrzałych stwierdzono powłoki serpentynu i zeolity, które są produktem wietrzenia nefelinu (Niedzwiedzki 1994).



Fot. 51. Termiczny cios słupowy (R. Sikora)

Fot. 52. Nefelinit – obraz w szlifie petrograficznym przy skrzyżowanych nikolach - pow. x100 (M. Markowiak)

Na podstawie składu chemicznego, Chodyniecka (1967) zaliczyła nefelinity z Góry Świętej Anny do silnie zasadowych skał atlantyckiego szeregu magmowego i wykazała, że są one komagmowe z innymi bazaltami Dolnego Śląska. Porównanie zawartości pierwiastków ziem rzadkich (REE) w próbkach nefelinitów z Góry Świętej Anny do rozkładów ich zawartości w bazaltach oceanicznych i śródoceanicznych grzbietów oraz bazaltów kontynentalnych wskazuje na silne frakcjonowanie między LREE a HREE w nefelinitach z Góry Świętej Anny, co świadczy o ich kontynentalnym pochodzeniu (fig. 17). Procesy wietrzeniowe powodowały wynoszenie z nefelinitów alkaliów: Na (znaczący ubytek), K oraz Ca, Mg, Ba, Sr i w mniejszym stopniu V i Cr. W porównaniu do świeżej skały zwietrzelina wzbogacona jest w Mn oraz Y i pierwiastki REE o niższych masach atomowych (od La do Er). Według Chodynieckiej (1967) wietrzenie nefelinitów z Góry Świętej Anny zachodziło w klimacie ciepłym i wilgotnym w środowisku alkalicznym, o czym świadczy powszechna obecność montmoryllonitu. Lokalnie, gdy środowisko było bardziej kwaśne, powstawał kaolinit.

W obrazie mikroskopowym, najliczniejszymi, widocznymi minerałami wśród prakryształów oraz w „cieście skalnym”, są pirokseny, reprezentowane w przez augit. Charakteryzuje się on euhedralnym wykształceniem kryształów w postaci krótkich, często zbliżniaczonych słupków. Zbliźniaczenia są przeważnie pojedyncze lub mają formę przerostów. Ponadto zaobserwować można słaby relief i blade oliwkowo-brunatne barwy augitu (przy pojedynczym nikolu) oraz słaby pleochroizm i budowę klepsydrową (przy skrzyżowanych nikolach).

Drugim, pod względem liczebności minerałem występującym w masie skalnej badanych nefelinitów jest oliwin (fot. 52). Podobnie do augitu tworzy często euhedralne lub

subhedralne kryształy, bezbarwne przy pojedynczym nikolu lub cechujące się „żywymi” barwami interferencyjnymi przy skrzyżowanych nikolach. Ogólnie oliwiny są skorodowane i w różnym stopniu uległy iddyngsytyzacji lub serpentynizacji. Wykazują także charakterystyczne zrosty i zbliżnienia oraz budowę pasową, gdzie jądra (wzbogacone w Mg) mają skład chemiczny forsterytu - Mg_2SiO_4 , a brzegi fajalitu - $Fe_2(SiO_4)$.

Ważnym, między innymi ze względu na klasyfikację wulkanitów, jest widoczny w płytkach cienkich nefelin. Stanowi on około 14% całego składu mineralnego skały. Mineral ten występuje w „cieście skalnym” oraz wypełnia przestrzenie pomiędzy piroksenami i oliwinami. W obrazie mikroskopowym, przy jednym nikolu nefelin jest bezbarwny i wykazuje bardzo słaby relief. W obrębie jego kryształów stwierdzono obecność igiełkowych wrostków apatytu.

W odsłonięciu zaobserwować można tzw. słupy nefelinitowe charakteryzujące się trójbocznymi lub sześciobocznymi przekrojami poziomymi, których średnica wynosi od 10 do 15, maksymalnie 20 cm. Zapadają one w różnych kierunkach pod zmiennymi kątami, w granicach od 60° do 90° .

Wystąpienie termicznego ciosu słupowego w obrębie nefelinitów to zjawisko naturalne, dość często spotykane w odsłonięciach różnych skał wulkanicznych (między innymi bazaltów i ryolitów). Regularne pęknięcia (kolumny) powstają w wyniku gwałtownego ochłodzenia gorącej lawy na kontakcie z zimnymi skałami otoczenia. Lawa stygnąc kurczy się, a towarzyszące temu procesowi naprężenia inicjują pękanie na podłużne i wielokątne w przekroju słupy (kolumny). Kolumny takie są prostopadłe do powierzchni stygnięcia. Im większa jest odległość lawy od powierzchni kontaktu z innymi skałami (lub atmosferą), tym większa jest regularność słupów. Z uwagi na ich stopień wykształcenia wydziela się trzy rodzaje: regularne, nieregularne i pseudosłupy.

Piaskowce (KIO Nr 25.6) i margle kredowe (KIO Nr 25.7)

W obrębie kamieniołomu nefelinitu występują liczne bloki piasków i piaskowców cenomanu oraz wapieni marglistych turonu (Niedźwiedzki, 1994). Na granicach bloków z wulkanitami widać zmiany termiczne o różnej intensywności.

Z obserwacji niemieckich geologów, poczynionych jeszcze podczas eksploatacyjnej działalności w kamieniołomie w 1901 r. wynika, że skały kredowe na Górze Św. Anny mają formę wielkich bloków, pogrążonych w lawie nefelinitowej. Największe z nich, opisane ze ściany zachodniej wyrobiska, miały kilkadziesiąt metrów długości (maksymalnie do 70 m).

Obecnie, dobrze widoczny jest jeden blok o wysokości około 4 m i szerokości 3 m, znajdujący się przy ścieżce dydaktycznej prowadzącej w dół wyrobiska (fot. 53). Widać jednak, że ciągnie się on dalej wzdłuż skarpy pod przykryciem traw w kierunku zachodnim na (około 15m). Są to jasnoszare, drobno- i średnioziarniste, słabo spojone (spoiwo ilaste) piaskowce kwarcowe i piaski cenomanu. W bezpośrednim sąsiedztwie wychodni piaskowców widoczna jest brunatna warstewka utworzona z gliny, a za nią wychodnie nefelinitów (słabo widoczne, zakryte częściowo zwietrzeliną). Biorąc pod uwagę rozmiar bloku opisywanego piaskowca (jest stosunkowo mały), wydaje się, że został on dość mocno przeobrażony termicznie (i chemicznie) w wyniku bezpośredniego kontaktu z lawą nefelinitową – granicę oddziaływania wyznacza w tym przypadku brunatno-czerwona otulina. Pierwotnie mogły to być piaskowce glaukonitowe, które nagromadziły się w miejscu zerodowanych osadów młodszego triasu, między późnym triasem, a późną kredą.

Piaskowce z kontaktu pod względem składu chemicznego różnią się zasadniczo od piaskowców położonych z dala od intruzji. Roztwory hydrotermalne towarzyszące wylewom lawy spowodowały odprowadzenie z piaskowca SiO_2 (spadek zawartości z 80,1% do 53,8%), doprowadziły natomiast znaczne ilości Na, Mn, Mg, Ni (ponad 10-krotny wzrost zawartości), Fe (5-krotny wzrost zawartości), Ba, Sr (4-krotny wzrost zawartości) oraz w mniejszym

stopniu Al, Ti, Ca, P, Co, Cu, Ga, Hf, Nb, Rb, U, Th, V, Zn i Zr. W próbce piaskowca z kontaktu stwierdzono także około 10-krotnie wyższe zawartości REE niż w piaskowcach nieprzeobrażonych. Potwierdza to tezę, że pomagmowe roztwory hydrotermalne były zmineralizowane. Chodyniecka (1967) stwierdziła występowanie sylimanitu na kontakcie nefelinitu z piaskowcami, co pozwala wnioskować, że temperatura lawy była wysoka - około 1100°C.

Ustalenie wieku piaskowców (cenoman) możliwe było dzięki porównaniu ich pozycji z datowanymi skamieniałościami marglami i wapieniami marglistymi (turon). Występują one bezpośrednio nad piaskowcami, a więc piaskowce jako niżejległe (zasada superpozycji), powinny być starsze (cenoman).

Wśród bloków kredowych, zatopionych w materiale wulkanicznym, występują margle turonu. Tworzą charakterystyczny żółty z odcieniem brązowym pakiet silnie zdeformowanych i rozsypliwych skał, przeławiconych cienkimi warstwami jasnoszarych iłów. W ich obrębie stwierdzono obecność makrofauny. Są to w większości silnie pokruszone jeżowce, brachiopody oraz otwornice.

Odsłonięcia kredowych margli i wapieni marglistych w wyższych partiach ściany dolnego wyrobiska są obecnie niedostępne (zarośnięte, przykryte zwietrzeliną). Dzięki odkrytym przez Niedźwiedzkiego (1994) wychodniom wapieni z dobrze zachowaną fauną udało się ustalić ich wiek na górnoturoni. Ponadto, wydzielił on w ich obrębie dwa typy litologiczne: ciemnoszare wapienie margliste i beżowe wapienie z niewielką zawartością minerałów ilastych. W wapieniach tych dość znaczny jest udział słabo obtoczonych ziaren kwarcowych (do 7 mm), tworzących nieraz gniazdowe nagromadzenia. Charakter tych skał i skład zespołów faunistycznych, w porównaniu z odkrywkami z Opola dowodzi, że powstały one w płytkim morzu zajmującym wówczas obszar całej Opolszczyzny (Niedźwiedzki i Zarankiewicz 2007).

Przygotowanie do ekspozycji wymaga dużych nakładów prac porządkowych i zabezpieczających. Można jedynie zapoznać się z ciekawą kolekcją skamieniałości kredowych, dzięki którym osady te były datowane (fot. 54). Znajduje się ona w sali edukacyjnej prowadzonej przy siedzibie Parków Krajobrazowych „Góry Św. Anny” (ul. Leśnicka 10). Okazy dostępne do oglądania reprezentują: małże, amonity, jeżowce, gąbki, ramienionogi i rurki robaków morskich.



Fot. 53. Blok piaskowców cenomańskich (R. Sikora)



Fot. 54. *Micraster* – kolekcja skamieniałości w sali edukacyjnej PK „Góra Św. Anny” (M. Markowiak)

STAN ODSŁONIĘCIA (OBIEKTU):

Pod względem geologicznym kamieniołom nefelinitu na Górze Św. Anny jest miejscem wyjątkowym. W nieczynnym dziś wyrobisku, na stosunkowo małym obszarze obserwuje się morskie utwory kredy i triasu, przejawy metamorfizmu termicznego, brekcję piroklastyczną, termiczny cios słupowy w nefelinitach, a nawet niewielkie jaskinie krasowe. Nie powinien więc nikogo dziwić fakt, że miejsce to od wielu lat dość intensywnie odwiedzane jest przez geologów i miłośników nauk o Ziemi.

W poznaniu tajemnic kamieniołomu wspomaga wszystkich „geoturystów” zorganizowana w obrębie wyrobiska ścieżka edukacyjna. Doceniamy ogrom prac, włożonych przez pracowników Parku Krajobrazowego „Góra Św. Anny” w przygotowanie trasy turystycznej i tablic objaśniających. Myśląc jednak o podniesieniu walorów dydaktycznych tego miejsca, proponujemy wprowadzenie pewnych zmian, które ułatwią jego zwiedzanie i umożliwią połączenie edukacji geologicznej z przyjemnym spędzaniem czasu w terenie.

Mając na uwadze to, że ścieżka geologiczna adresowana jest do szerokiej grupy odbiorców, w tym dzieci i uczniów młodszych klas szkół podstawowych, należy utrzymać tzw. „dynamikę zwiedzania”. Proponujemy zmniejszyć liczbę stanowisk dydaktycznych, skupiając się na tych najistotniejszych i najbardziej atrakcyjnych: termiczny cios słupowy, blok piaskowców kredowych, soczewa jaspisu i strefa metamorfizmu termicznego, odsłonięcie wapieni karchowickich, brekcja piroklastyczna. Wpłynie to także na łatwiejsze poruszanie się w obrębie wyrobiska, gdyż istniejąca trasa jest zbyt skomplikowana (fot. 55). Sama penetracja kamieniołomu dostarcza już wystarczająco dużo wrażeń – zmiany poziomów, urokliwe zakątki, bezpośrednie obcowanie z geologią, a nawet możliwość dotykania niektórych „eksponatów”. Umiejętny i przemyślany dobór punktów dokumentacyjnych w połączeniu z obserwacją danego obiektu „*in situ*”, oddziaływać będzie silnie na wyobraźnię osób zwiedzających rezerwat geologiczny i sprzyjać przyswajaniu wiedzy znacznie skuteczniej, niż w oparciu o suche informacje zawarte w podręcznikach.

Drobnych, „kosmetycznych” zmian wymaga efekt wizualny i estetyczno-dydaktyczny opisów stanowiących treść tablic edukacyjnych (fot. 56). Tekst powinien być atrakcyjny, łatwo przyswajalny i odpowiednio zilustrowany, z zachowaniem dotychczasowego wysokiego poziomu merytorycznego.



Fot. 55. Przebieg istniejącej trasy turystycznej w obrębie kamieniołomu (R. Sikora)
Fot. 56. Przykład istniejącej tablicy edukacyjnej w obrębie kamieniołomu (R. Sikora)

Proponujemy również zmienić kształt konstrukcji utrzymujących plansze objaśniające. Autorzy ścieżki umieścili je na niewysokich, metalowych podporach (około 70 cm) zakończonych płaską powierzchnią, do której przyklejone były płytki z nadrukowanymi

informacjami o danym obiekcie. Rozwiązanie to, pozwala na umieszczenie ich bezpośrednio przy odsłonięciu w taki sposób by nie zasłaniały obiektu, ale ma też pewne wady. Nachylone pod niewielkim kątem powierzchnie, narażone są na silne oddziaływanie czynników zewnętrznych. Część tablic jest poddrzewiała na skutek utrzymującej się na ich powierzchni wody, a tekst spłowiwały i słabo widoczny. Niektóre oderwały się od podpór, najprawdopodobniej w wyniku dużych wahań temperatury (fot. 57). Widoczne są też ślady wandalizmu. Kształt tablic prowokuje wszelkiego rodzaju „próby sił”, polegające na oderwaniu części objaśniającej od podstawy, których dopuszczają się bezmyślni i nieodpowiedzialni pseudoturysty. Podczas naszych wizyt w kamieniołomie zauważyliśmy dwie, mocno odgięte od podstawy plansze. Deformacja ta, z pewnością nie powstała pod wpływem czynników naturalnych.

Zaproponowana przez nasz zespół forma i kształt tablic, sprawdza się w wielu podobnych obiektach na terenie całego kraju (fot. 58). Drewniana konstrukcja z daszkiem ochronnym, dobrze komponuje się z naturalnym otoczeniem. Sam materiał – drewno, choć nie tak trwałe jak szkielet metalowy (wymaga konserwacji oraz okresowej wymiany całego elementu), ma jednak kilka istotnych zalet. Jest powszechnie dostępny, stosunkowo tani i nie pada łupem zbieraczy złomu.

Umieszczone w obrębie tablic plansze powinny być pokryte samoprzylepną folią. Będzie ona chroniła treść objaśniającą przed niepożądanymi rysunkami i napisami, pozostawionymi przez nieodpowiedzialnych turystów. W przypadku zniszczenia można ją wówczas ściągnąć i ponownie nanieść na planszę czystą folię.



Fot. 57. Podpora bez tablicy informacyjnej (R. Sikora)

Fot. 58. Przykład tablicy edukacyjnej - „Leśna ścieżka przyrodnicza” (P. Woźniak)

Modernizacji wymaga też odcinek trasy prowadzący do głębszych partii wyrobiska. Zejście (około 50 m) zbudowane jest z drewnianych bali i zabezpieczone barierką ochronną. Podczas opadów deszczu dostęp do najniższego poziomu nie jest łatwy. Strome, drewniane schody są bardzo śliskie, a w przestrzeni pomiędzy nimi tworzy się błoto (fot. 59). Najlepszym rozwiązaniem byłoby zamontowanie w tym miejscu stabilnej, trwale połączonej z podłożem, ażurowej konstrukcji metalowej, która nie będzie utrzymywać wody, z poręczami po obu stronach. Realizacja tego przedsięwzięcia wymaga jednak sporych nakładów finansowych i prac budowlanych. Doraźnym rozwiązaniem, może być proponowane przez nas wypełnienie obszarów między poszczególnymi stopniami drobnym materiałem skalnym (tłuczeń). Wpłynie to korzystnie na stabilizację podłoża. Zalecamy też montaż barierki ochronnej z drugiej strony zejścia.

Mając na myśli poprawienie komfortu poruszania się w dolnej części kamieniołomu, proponujemy zamontowanie w niektórych odcinkach trasy drewnianych lub metalowych trapów. Na dnie wyrobiska zbiera się okresowo woda, odcinając dostęp do odsłoneń (fot. 60). Umieszczony na pewnej wysokości trap (około 20 – 30 cm), umożliwi swobodny przepływ ruchu turystycznego, bez względu na warunki pogodowe, a także narzuci w pewien sposób kierunek zwiedzania. Dzięki temu, ograniczona zostanie w pewnym sensie możliwość niekontrolowanego podchodzenia pod ściany wyrobiska, czy wspinania się w jego wyższe partie. W miejscach tych należy zachować szczególną ostrożność. Zawsze istnieje ryzyko osypywania się kamieni i bloków skalnych z wyższych części ścian kamieniołomu.

Wszystkie powyższe spostrzeżenia, nie należy traktować jako uwagi krytyczne, skierowane pod adresem autorów istniejącej już ścieżki geologicznej. Kamieniołom nefelinitu jest obiektem wyjątkowym w skali całego regionu, a nawet kraju. Pragniemy więc wykorzystać w maksymalnym stopniu jego walory przyrodnicze do celów szeroko pojętej edukacji społeczeństwa, a w ten sposób przyczynić się do jego ochrony dla przyszłych pokoleń.



Fot. 59 i 60. Zejście do niższego poziomu kamieniołomu oraz efekt kilkudniowych opadów...
(R. Sikora)

16. PORĘBA – WYWIERZYSKO „SIEDEM ŹRÓDEŁ”

LOKALIZACJA:

Wywierzysko „Siedem Źródeł” zlokalizowane jest około 550 m na północ od budynku hotelowego przy basenie kąpielowym należącym do Leśnickiego Ośrodka Kultury i Rekreacji (ul. Porębska 1), w najbliższym sąsiedztwie drogi (nr 426) Leśnica – Poręba.

OPIS PROFILU ODSŁONIĘCIA (OBIEKTU):

Miejsce o nazwie „Siedem Źródeł” (KIO Nr 27) - to największe źródła krasowe znajdujące się na obszarze Parku Krajobrazowego „Góra Św. Anny”. Krystalicznie czysta woda o stałej temperaturze 9,4°C i wydajności od 20 do 30 l/s, wypływa licznymi kanałami krasowymi u podnóża stromej ściany skalnej, zbudowanej z wapieni zaliczanych do retu (najwyższa, wapienno-dolomityczna część pstręgo piaskowca).

Wywierzysko daje początek potokowi Anka (funkcjonują również nazwy Padół i Cedron), który zasilą 7 młynów wodnych funkcjonujących w Leśnicy do II Wojny Światowej. Źródła nigdy jeszcze nie wyschły, ani nie zamarzły.

Jar krasowy, z dużym wywierzyskiem „Siedem Źródeł”, jest elementem geomorfologicznym południowego stoku Garbu Chełma. W stromo wznoszącym się (na wysokość 170 m) okrytym lasem terenie, znajdują się głównie płytkie niecki oraz zadarnione wąwozy i parowy. Następuje stąd szybki odpływ wód opadowych i roztopowych poprzez dobrze przepuszczalne podłoże wapienne. Woda przedostaje się w głąb górotworu przez szczeliny, kawerny i pory wtórne. Porowate struktury wapienia komórkowego powstały po rozpuszczeniu i częściowym zastąpieniu kryształów ewaporatów (halitu i gipsu) kalcytem. Tylko nielicznymi głębokimi dolinami woda odpływa w sieci cieków powierzchniowych -przykładem jest omawiane miejsce.

Opisany teren jest ważnym ogniwem w kształtowaniu się warunków występowania wód podziemnych w utworach węglanowych triasu dolnego. Morfologicznie wyniesiony obszar wododziałowy kształtuje ciśnienia wody w zbiorniku. Natomiast wychodne skał węglanowych pozwalają na jego zasilanie poprzez bezpośrednią infiltrację wód opadowych systemem szczelinowo-krasowo-porowym, a obecność źródeł i cieków powierzchniowych świadczy o wodonośności zbiornika w lokalnej strefie drenażu. Wywierzysko „Siedem Źródeł” należy do najzasobniejszych na terenie Parku.

Formowane czynniki przepływu wód podziemnych w strefie Garbu Chełma wpływają na zasobność regionalnego zbiornika wód podziemnych w utworach triasu, który zgodnie z podziałem na jednostki hydrogeologiczne Polski (Paczyński red. 1995), należy do regionu śląsko–krakowskiego (XII) i mieści się w granicach subregionu triasu śląskiego (XII₁). Szczęólnego znaczenia w tym miejscu nabiera ochrona wód podziemnych. Cały teren Parku Krajobrazowego, w tym również opisywanego miejsca, jest strefą zasilania Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP) nr 333 i 335, które pełnią priorytetową rolę w zaopatrzeniu mieszkańców województwa opolskiego w wodę komunalną (Kleczkowski. red. 1990). Rejon ten posiada naturalną, wysoką podatność na zanieczyszczenia z powierzchni terenu, w związku z czym należy do obszarów wysokiego zagrożenia antropopresją. Istniejący park krajobrazowy „Góry św. Anny” jest obszarem prawnie chronionym, w którym stosowane działania zabezpieczają również wody podziemne przed zanieczyszczeniem.



Fot. MM. Wywierzysko „Siedem Źródeł” (M. Markowiak)

Fot. JS. Wapien komórkowy retu (J. Szulc)

STAN ODSŁONIĘCIA (OBIEKTU):

„Siedem Źródeł”, to ulubiony punkt wypoczynkowy wędrujących na Górę Św. Anny turystów i pielgrzymów. Dojście i penetracja obiektu nie sprawia trudności. Miejsce jest już zagospodarowane. Choć obiekt ten nie uzyskał w ocenie walorów estetyczno-turystycznych i dydaktyczno-naukowych dużej liczby punktów, chcemy włączyć go do planowanej ścieżki edukacyjnej z dwóch powodów. Po pierwsze, na projektowanej tablicy edukacyjnej, oprócz wiadomości dotyczących wywierzyska, znajdą się też informacje na temat wystąpienia wapieni słodkowodnych w okolicach Leśnicy (martwicy) - unikatowych w skali kraj. Po drugie, na każdej tablicy, zamieszczony będzie plan ścieżki dydaktycznej, przebiegającej (w uproszczeniu) od Ligoty Dolnej do Góry Św. Anny. Biorąc pod uwagę duży ruch turystyczny w tym miejscu zakładamy, że tablica stanie się pewnego rodzaju reklamą całego obszaru, zawartego w granicach Geoparku „Góra Św. Anny”.

17. LEŚNICA – MARTWICA WAPIENNA

LOKALIZACJA:

Odsłonięcie martwicy zlokalizowane jest około 40 m na północ od budynku hotelowego przy basenie kąpielowym (Leśnicki Ośrodek Kultury i Rekreacji, ul. Porębska 1) w skarpie schodzącej w kierunku doliny z niewielkim potokiem.

OPIS PROFILU ODSŁONIĘCIA (OBIEKTU):

Martwica wapienna w okolicach Leśnicy (KIO Nr 28) tworzy biohermę (wyraźny, soczewkowaty kształt) o wysokości około 4m i długości około 5 m. To rzadki na Śląsku przykład występowania słodkowodnych wapieni. Odsłonięcie zbudowane jest z masywnych, ale porowatych, kruchych i sypkich, jasnoszarych (prawie białych) wapieni organogenicznych o strukturze zrostkowej. W ścianach odsłonięcia zachowały się liczne, dobrze widoczne odciski pni, liści i gałęzi drzew liściastych - najprawdopodobniej grabów, leszczyn i wierzb. Są też charakterystyczne, gąbczaste „wiechy” glonowe. Niektóre z nich mają imponujące rozmiary. W dolnej części odkrywki znajdują się (częściowo wypełniona zwietrzeliną) pustka po pniu drzewa o średnicy około 60 cm z odcisniętą korą na jego bocznych powierzchniach. Liczny materiał paleontologiczny spotykany jest także, w leżących u podnóża skarpy (i w potoku), małych fragmentach skał, które odpadły na skutek wietrzenia i erozji.

Martwica wapienna powstała z wód płynących, poprzez wytrącanie węglanu wapnia w strefie wzmożonej turbulencji potoku (źródła, wodospadu), pod wpływem gwałtownych zmian ciśnienia lub temperatury:

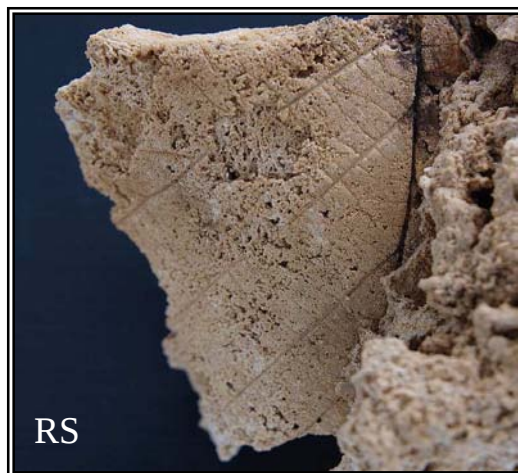


Mogło to być miejsce, w którym uformowała się naturalna przegroda powodująca spiętrzenie potoku – przykładowo zaklinowana sterta pni tamująca nurt – cementowana dodatkowo przez wapienne inkrustacje mat glonowych, porastających zanurzone w wodzie kłody drzew.

Martwice holocenijskie złożone są z kilku odmian mikrofacjalnych. Jedną z nich – dominującą - są inkrustacje bakteryjne i glonowe, tworzące kolonijne nagromadzenia obrastające więźbę, którą budują nagromadzone pnie i gałęzie drzew. Drugą odmianę stanowią inkrustacje sinicowe – na ogół bardziej gęste od zielenicowych i wykazujące wyraźną laminację. Jest to efekt sezonowych zmian zespołu mikrobów, tworzących tę odmianę martwicy.

Martwica w Leśnicy buduje typowy próg wapienny (martwicowy), formowany, podobnie jak większość tego typu utworów na obszarze Wyżyny Śląsko-Krakowskiej,

najprawdopodobniej między 8, a 2 tys. lat temu. Skała była przedmiotem eksploatacji w przeszłości - najprawdopodobniej z tego miejsca pochodzi materiał użyty do budowy niewielkiej groty przy kościele Św. Wawrzyńca w Strzelcach Opolskich.



Fot. MM. Pustka po pniu drzewa – średnica 60 cm (M. Markowiak)

Fot. RS. Odciski liścia - najprawdopodobniej leszczyna (R. Sikora)

STAN ODSŁONIĘCIA (OBIEKTU):

Biohermę martwicy wapiennej w Leśnicy należy otoczyć szczególną ochroną. Jest to rzadki przykład wystąpienia wapieni słodkowodnych, unikatowy nawet w skali kraju. Mimo wysokiej oceny naukowej i dydaktycznej wychodni, proponujemy nie włączać ich do przebiegu projektowanej ścieżki edukacyjnej w ramach Geoparku „Góra Św. Anny”. Puszczanie szeroko pojętego ruchu turystycznego w tym miejscu może spowodować nielegalną (rabunkową) eksploatację martwicy prowadzoną przez nieodpowiedzialnych kolekcjonerów skamieniałości. Informacje dotyczące najciekawszych fragmentów odsłonięcia oraz ich zdjęcia - bez podawania dokładnej lokalizacji obiektu - zawarte będą w treści przygotowywanej tablicy edukacyjnej, którą planuje się ustawić w okolicach wywierzyska „Siedem Źródeł”.

IX INNE CIEKAWE OBIEKTY I ODSŁONIĘCIA

GROTA Z LOURDES

Na wschód od pomnika w okolicy szczytu góry znajduje się sanktuarium Św. Anny Samotrzeciej. Pierwsze wzmianki o planowanej budowie drewnianego kościoła pochodzą z 1480 r. (Niederliński 1981). W XVII wieku trafiła tu gotycka figurka z relikwiami świętej patronki, co znacznie podniosło rangę sanktuarium pielgrzymkowego. Od 1656 r. za sprawą hrabiego Melchiora Gaszyna, ówczesnego właściciela Góry Św. Anny, miejsce to stało się siedzibą franciszkanów przybyłych z Gliwic. W późniejszym okresie kościół przebudowano na murowany, ukończono rozbudowę sanktuarium na wzór Kalwarii Zebrzydowskiej (1764 r.), a w 1768 r. zbudowano dziedziniec otoczony krużgankami tzw. Rajski Plac (Szypowska 1969). W 1980 r. kościół podniesiono do rangi bazyliki mniejszej. Licznie przybywające tu pielgrzymki były przyczynkiem do wybudowania w latach 1912 - 1914 Groty Lurdzkiej. Sanktuarium na Górze Św. Anny odwiedził w 1983 r. Papież Jan Paweł II. Wydarzenie to upamiętniają tablice oraz wzniesiony w 2000 r. pomnik.

Grota z Lourdes, jest jednym z ważniejszych obiektów dla wyznawców religii katolickiej w Polsce. Ponieważ kościół Św. Anny nie jest w stanie pomieścić wielu tysięcy

pielgrzymów, główne uroczystości religijne często odbywają się właśnie w tym miejscu. Budowniczości groty wykorzystali naturalne ukształtowanie terenu (zagłębienie), które powstało w wyniku prowadzonych tu kiedyś prac górniczych. To właśnie na tym obszarze około 1840 r. założono kamieniołomy nefelinitu (Niedźwiedzki i Zarankiweicz 2007). Największy z nich, osiągał 110 m długości i około 50 m szerokości. Podobne działały także na południe od bazyliki, a nawet w jej ogrodach.

Szybki rozrost kamieniołomów stanowił zagrożenie dla istniejącego klasztoru. Obserwując dzisiaj położenie Groty Lurdzkiej, można zauważyć, jak blisko znajdował się kamieniołom od zabudowań sakralnych. Wielkie i stosunkowo głębokie wyrobisko zlokalizowane były około 5 m od muru klasztornego. Powodowało to stałe jego pękanie i ostatecznie zawalenie się w 1877 r. Oprócz samych murów, prowadzenie eksploatacji nefelinitu nie pozostawało bez wpływu na fundamenty kościoła. Z tego powodu, ówczesny biskup wrocławski, któremu podlegał klasztor, wykupił w latach 1884 – 1889 wszystkie kamieniołomy pracujące w bezpośredniej bliskości świątyni. Po ich częściowym zasypaniu, na obszarze jednego z nich powstała Grota z Lourdes i liczne kaplice. Fragmenty nefelinitu z zachowanym termicznym ciosem słupowym, widoczne są u podstawy kaplicy Św. Rafała. Nie jest to jednak ich pozycja *in situ*, co potwierdziły wykonane w okolicy sondy ręczne.

PŁYTY Z RHIZOCORALLIUM

Idąc do kamieniołomu „Amfiteatr” drogą prowadzącą spod siedziby Parku Krajobrazowego „Góra Św. Anny”, schodzimy w dół ulicą wybrukowaną od pewnego momentu dużymi, jasnymi płytami skalnymi. Są to fragmenty wapieni reprezentujące najniższą część profilu pełnomorskich osadów triasowych. Skały te nie występują jednak w opisanych odsłonięciach na Górze Św. Anny. Przywiezione zostały przez budowniczych drogi z rejonu Gogolina. Płytami wyłożone jest także dno kamieniołomu.

W ich obrębie doskonale zachowały się tzw. skamieniałości śladowe. Są to „U” kształtne, powyginane i pofałdowane kanały żerowiskowe utworzone w pierwotnie miękkim osadzie dna przez morskie zwierzęta. Widoczny w płytach typ śladów zaliczany jest do *Rhizocorallium commune* (fot. 61).



Fot. 61. Kanały żerowiskowe *Rhizocorallium commune* (M. Markowiak)

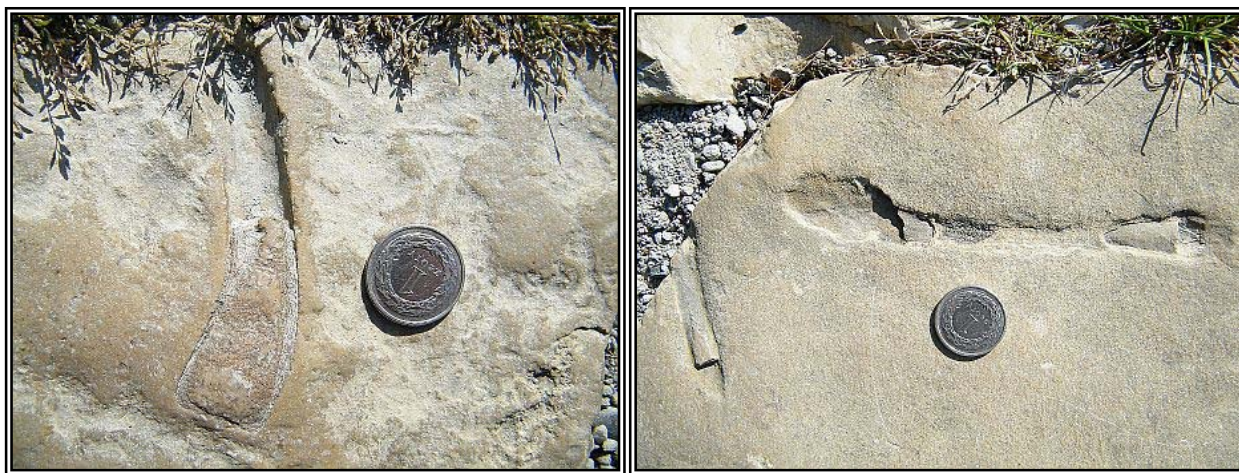
Fot. 62. *Pemphix sueri* (H. Hagdorn)

Nie wiemy do końca, jakie zwierzę pozostawiło po sobie przypominające labirynt ślady. Przeważnie wskazuje się na skorupiaki – raki dziesięcionogie (*Decapoda*). Ich głównym przedstawicielem w triasie był *Pemphix sueri* (fot. 62). Cechą charakterystyczną

raków dziesięcionogich jest budowa pancerza, który nie tylko pokrywa cały tułów, lecz jest także zrośnięty z wszystkimi segmentami (Bieda 1966). Z odnóży tułowia, pierwsze trzy pary tworzą dwugałęziste szczękonoża, dalsze pięć par (przeważnie jednogałęziste) to odnóża krocne. Ponadto w odwłoku znajduje się z reguły sześć par krótkich odnóży, ale u niektórych form nie są one rozwinięte. Z odnóży tułowia krocnych, pierwsza para jest uzbrojona w duże szczypce lub kleszcze. Na drugiej i trzeciej parze mogą występować małe kleszcze, a dalsze zaopatrzone są w pazury. Telson i ostatnie odnóża odwłoka tworzą charakterystyczną, wachlarzowatą płetwę.

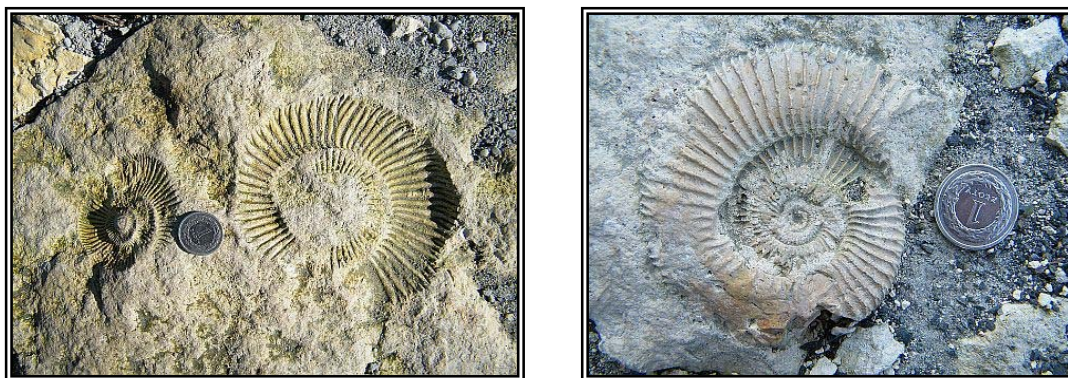
Masowe nagromadzenie *Rhizocorallium commune* jest ważną wskazówką warunków środowiskowych, jakie panowały około 245 mln lat temu w rejonie Gogolina (Niedźwiedzki i Zarankiewicz 2007). Sprawcy śladów zamieszkiwali wody morskie o normalnym zasoleniu i niedużej głębokości – maksymalnie do kilkudziesięciu metrów. Na płytach spotykane są także sporadycznie odlewy małży (zazwyczaj słabo widoczne i zatarte).

Do prawdziwych rarytasów geologicznych należą rzadkie, ale dobrze zachowane kości kręgowców morskich (fot. 63), w tym najprawdopodobniej przedstawicieli notozaurów. *Nothosaurus* („fałszywa jaszczurka”). Jest to gad z rzędu zauropterygia, zaliczany do prymitywnych ziemnowodnych płetwojaszczurów. Występował w całym triasie, głównie środkowym (wapień muszlowy). Jego kopalne szczątki znajdowane są w Europie (w tym w Polsce), południowo-wschodniej Azji i Ameryce Północnej. Długość ciała *Nothosaurus* dochodziła do 3 m. Charakteryzował je opływowy kształt, cienki i szpiczasty, długi ogon z płetwą na jego górnej części. Trzony palców (słabo skostniałe) otoczone były fałdem skórnym tworzącym „płetwę”. W szczęce tkwiły liczne, stożkowate i lekko zagięte ku tyłowi zęby (miały one jednakowy kształt, ale różną wielkość – typ anizodontowy). Choć zwierzę to uważa się za przodka plezjozaurów, prowadziło ono tryb życia zbliżony do współczesnych fok. Notozaury odżywiały się głównie rybami.



Fot. 63. Kości kręgowców morskich (M. Markowiak)

Oprócz fauny triasowej, część wymienionych płyt chodnikowych zawiera doskonale zachowane skamieniałości jurajskie. Amonity i belemnity spotykane są na początku równoległej ulicy – lewa odnoga prowadząca do pomnika Czynu Powstańczego (przedłużenie ul. Powstańców Śląskich). Materiał pochodzi najprawdopodobniej z okolic Ogrodzieńca (kamieniołomy Wiek i Wysoka) Wśród amonitów przeważają przedstawiciele rodzaju *Perisphinctes* (fot. 64), ale sporadycznie trafiają się też okazy *Macrocephalites*. Planispiralnie zwinięte muszle osiągają niekiedy wielkość dochodzącą do 20 cm. Rostra belemnitów należą do gatunku *Hibolites hastatus*.



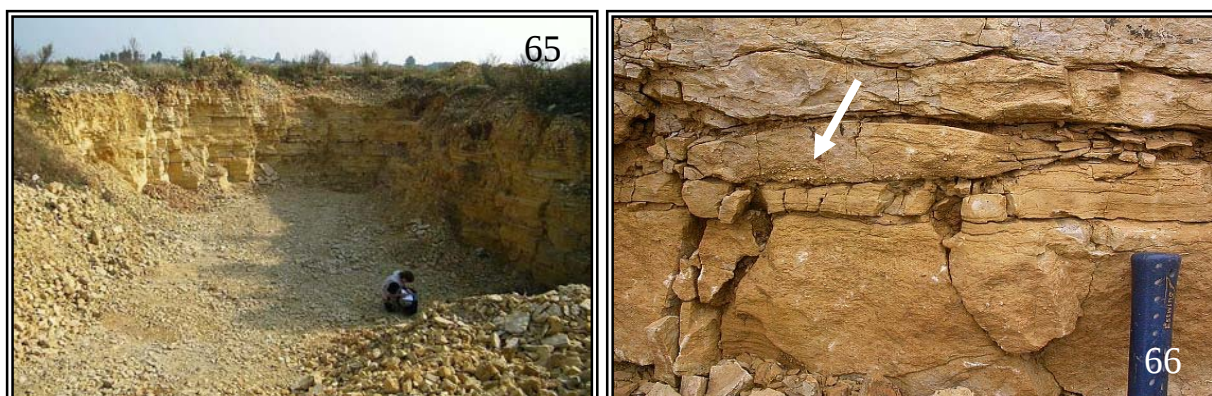
Fot. 64. Jurajskie amonity (M. Markowiak)

ŁOMY WAPIENI W KADŁUBCU

W czasie prac terenowych opisane zostały także łomiki gospodarcze założone w okolicach miejscowości Kadłubiec, zlokalizowane poza granicami planowanego Geoparku. Są one dość mocno zarośnięte i częściowo wypełnione śmieciami. Warto jednak o nich wspomnieć, z uwagi na widoczne w obrębie skał ciekawe i dobrze zachowane struktury sedymentacyjne.

W kilku niewielkich wyrobiskach odsłaniają się utwory najniższego wapienia muszlowego. W jednym z nich widoczny jest około 2,5 metrowy profil warstw z *Pecten* i *Dadocrinus* – reprezentujący dolne warstwy gogolińskie (fot. 65). Wapienie tworzą tu prawie poziomo leżące dość grube ławice o zmiennej miąższości, dochodzącej maksymalnie do około 30 cm. Licznie występują w nich kalkarenity tempestytowe z trochitami dadokrinidów (fot. 66). Spotykane są też skamieniałości śladowe – głównie kanały żerowiskowe *Rhizocorallium commune*. Tworzą one płaskie, „U” kształne, silnie wapniste, zmiennie powyginane i czasami rozgałęziające się wałki o szerokości od 1,0 do 1,5 cm.

W następnym, położonym w odległości około 300 m łomiku, odsłaniają się warstwy tzw. II wapienia komórkowego, tworzącego granicę między dolnymi i górnymi warstwami gogolińskimi (fot. 67 – zaznaczone strzałką). Te porowate skały powstały przez rozpuszczenie pierwotnych ewaporatów (gipsów, soli kamiennej), deponowanych w czasie fazy regresji morskiej we wczesnym anizyku. Oprócz tego występują tu inne struktury, typowe dla czasowego wynurzenia osadu – tzw. „struktury tipi”. Formują się one w wyniku deformacji eksponowanych na czynniki meteoryczne mułów węglanowych (fot. 68).



Fot. 65. Łomik w okolicach Kadłubca – dolne warstwy gogolińskie (M. Markowiak)

Fot. 66. Tempestryt z trochitami *Dadocrinus* (H. Hagdorn)



Fot. 67. Wapienie komórkowe (wskazane strzałka) z porowatymi horyzontami po rozpuszczonych ewaporatach (H. Hagdorn)

Fot. 68. Struktury typu „tipi” (J. Szulc)

STANOWISKO ARCHEOLOGICZNE W OKOLICACH WYSOKIEJ

Najstarszym surowcem skalnym wykorzystywanym przez człowieka na Opolszczyźnie były krzemienie, występujące przede wszystkim w żwirach i glinach polodowcowych (Niedźwiudzki i Zarankiewicz 2007). Ponieważ krzemień łupie się w dowolnym kierunku, daje ostrą krawędź przełamu i jest dość rozpowszechniony, zaczęto wytwarzać z niego prymitywne pięściaki, a z czasem wymyślną broń i narzędzia.

Pierwsze artefakty południowej Opolszczyzny odkryte zostały w rejonie Raciborza i datowane na około 200 tys. lat. Z obszaru Góry Św. Anny znane są wytwory krzemienne pochodzące ze środkowego paleolitu - odkrycie w okolicy wsi Zakrzów.

W czasie budowy autostrady A-4 odsłonięto w rejonie Wysokiej szereg stanowisk archeologicznych z późnego paleolitu (Masojć i Bronowicki 2003). Zawierały one liczne ostrza, drapacze, rylce, wiórowce, zgrzebła i odłupki reprezentujące tzw. kulturę oryniacką. Rozwijała się ona w Europie około 45 000 - 20 000 lat temu. W okresie tym pojawiają się przedmioty ozdobne, figurki kobiece znane dziś pod określeniem „paleolitycznej Wenus”, malarstwo jaskiniowe, kult grzebania zmarłych i pierwsze trwałe domostwa.

Na terenach dzisiejszej Polski rozwojowi kultury oryniackiej i nasileniu migracji sprzyja ocieplenie się klimatu i cofanie lodowca. Dzięki temu *Homo sapiens sapiens*, wypiera powoli i zastępuje ludność neandertalską. Polskę południową zasiedlają liczne gromady ludzi, zakładające osady na otwartym terenie, a nie jak było do tej pory w jaskiniach i grotach.

Ludność zamieszkująca okolice Garbu Chełma dotarła tu prawdopodobnie z Moraw i Dolnej Austrii. Wcześniej znane było też stanowisko kultury oryniackiej ze wzgórza Ligocka Góra Kamienna (Kurz 1930), ale zostało ono całkowicie zniszczone w wyniku eksploatacji wapieni w kamieniołomie Ligota Dolna.

X WYNIKI BADAŃ LABORATORYJNYCH

Materiał zgromadzony podczas prac terenowych poddany został badaniom petrograficznym, mineralogicznym, sedimentologicznym i geochemicznym. Przeprowadzono także analizy mikrofacjalne. W sumie zmacerowano ponad 80 próbek z utworów wapienia muszlowego oraz osadów wypełniających leje krasowe (młode i kopalne). Dodatkowo pobrano około 30 próbek do analizy cech mikrofacjalnych, 3 do analizy palinologicznej oraz 16 z wulkanitów i skał otaczających z Góry Św. Anny. Ponadto wykonano około 40 szlifów. Wymienione powyżej badania uzupełniono dokumentacją fotograficzną.

RET:
Tablica I

Utwory retu, ze względu na swą wielką, wtórną porowatość, są niezwykle ważnym horyzontem wodonośnym w regionie. Porowate struktury wapienia komórkowego powstały po rozpuszczeniu i częściowym zastąpieniu kryształów ewaporatów (halitu i gipsu) kalcytem (fot. 1a i 1b – detale z 1). Zachowane niekiedy pseudomorfozy po drobnych kryształach siarczanów (fot. 1c) dowodzą ich pierwotnej obecności.

Na fotografii 2, widoczna jest pseudomorficzna żyła kalcytowa, w której kryształy kalcytu przyjmują w części morfologię kryształów gipsu, bądź celestynu (fot. 2a i 2b). pierwotnie tworzyły tu warstewkę ewaporatową. Inną formą pseudomorficzną po horyzontach siarczanowych są warstwy tzw. kalcytu palisadowego (fot. 2c).

Zmianom tym, czyli zastępowaniu siarczanów (a po części też pierwotnych dolomitów) przez kalcyt, towarzyszyło uruchamianie Fe i Mn, które później uległy wytrąceniu tworzyły charakterystyczne agregaty tlenkowe lub wodorotlenkowe (por. 1c, 2b), często w formie dendrytów (fot. 3 i 3a).

WARSTWY GOGOLIŃSKIE:
Tablica II a i II b

Górne warstwy gogolińskie zdominowane są przez szare, czasem ciemnoniebieskie, drobnodziarniste wapienie alternowane wapieniami bioklastycznymi, tworzącymi nieciągłe ławice o zmiennej miąższości, najczęściej burzowej (sztormowej) genezy.

W płytkach cienkich można stwierdzić, że ważnym komponentem mułów wapiennych były między innymi otwornice, igły gąbek, małżoraczki, mikrogastropoda, drobny detryt krynoidowy, cienkoskorupowe małże i pelety fekalne. Osady te wykazują na ogół silne zaburzenia struktur depozycyjnych, wynikające z intensywnej działalności infauny.

Ze względu na dominację drobnodziarnistych komponentów, często występują poziomy wykazujące deformacje o charakterze *pressure solution* (rozpuszczanie pod ciśnieniem), powstające np. na granicy między mułem wapiennym, a warstwą muszłowca (fot. 2).

Fot. 1 z detalami: Typowa mikrofacja drobnodziarnistych wapieni warstw gogolińskich z pojedynczymi muszlami cienkoskorupowych małży (dół zdjęcia), licznymi otwornicami (1b), igłami gąbek (1a i 1b), małżoraczkami (1c) oraz małymi trochitami i grudkami fekalnymi (1d).

Fot. 2 z detalami: Warstewka dystalnego tempeptytu z wyraźną gradacją ziarna, od intraklastów w spągu, przez cienkoskorupowy muszłowiec, po muł pelagiczny z tubularnymi bioturbacjami (strop). W obrębie muszłowca widoczne jest mikroskopowo, faliste upakowanie detrytusów wraz ze śladami rozpuszczania (*solution seams*) w formie ciemnych koncentracji organiki, pirytu i minerałów ilastych (2a i 2b).

Fot. 3 i 4: W przypadku bardziej proksymalnych tempeptytów, bądź osadów poddanych dłuższemu przerabianiu przez fale, większy jest udział grubszych ziaren biogenicznych, tworzących miejscami drobny piasek wapienny (np. otwornicowy - 3a), a także występowanie pakstonów o gradacyjnym układzie ziarna (4).

Fot. 5: Cechą szczególną mułów wapiennych warstw gogolińskich, są liczne bioturbacje tworzące np. ślady *Planolites*, *Paleophycus*, będące produktem działalności robaków i drobnych krabów. Te ostatnie zaznaczyły swoją aktywność między innymi licznymi peletami fekalnymi ułożonymi w charakterystyczne smugi (*Spreiten*). Wyściełają one kanały bioturbacyjne (5, 5a). Czasem w obrębie śladów obserwuje się koncentrację pirytu, nadaje on wyraźny, ciemny odcień osadom zbioturbowanym (4, 5a).

Fot. 6 - okaz ze struktury pogrążowej, odsłonięcie wapieni gogolińskich w Dolinie Krowioka: Szybkie pogrzebanie organizmów bentonicznych w czasie falowania sztormowego

sprzyjało powstaniu licznych ławic muszlowców o charakterze pakstonów. Są one najczęściej złożone ze skorup małży i ślimaków. Muszle tych zwierząt są prawie całkowicie rozpuszczone i zastąpione niskomagnezowym kalcytem (6a). Jest on o wiele bardziej trwały od pierwotnego budulca skorupy – aragonitu. Niektóre z muszli mają zmikrytyzowane powierzchnie, co dowodzi ich dłuższej ekspozycji na dnie zbiornika (6b).

WARSTWY GORAŻDŻAŃSKIE:

Tablica III a i III b

Warstwy góraždżańskie zbudowane są z dwóch podstawowych rodzajów skał wapiennych – jasnych kalkarenitów, wykazujących często warstwowanie przekątne oraz drobnoziarnistych wapieni – kalcsylitytów i kalcyłutytów o falistej i gruzłowatej strukturze. Te dwa, przeławicające się typy osadów, tworzą ławice o grubości od kilku cm do 1 metra.

W płytkach cienkich można stwierdzić, że najważniejszym komponentem kalkarenitów w dolnej części warstw góraždżańskich są bioklasty, tworzone przez krynoidy, małże i ślimaki (fot. gr1a), zaś w górnej części - piaski otwornicowe (fot. 3) oraz onkolity (fot. gr1, gr2). Onkolity formowane są głównie przez otwornice *Glomospira* sp. (fot. 1, 1a), które tworzą złożone kuliste lub owalne ziarna (fot. 1b, 1c) lub też inkrustują inne bioklasty – np. małże (fot. 1d), krynoidy (fot. 1e), kolce jeżowców (fot. 1f). Oprócz tego, w obrazie mikroskopowym stwierdzono obecność licznych małych ślimaków (fot. 1g, 1h), małży (fot. 1i) oraz rzadziej brachiopodów (fot. 1j). Powszechne są także intraklasty.

Osady drobnoziarniste formują, oprócz mikrytu wapiennego, otwornice, grudki fekalne oraz drobny detrytus złożony z igieł gąbek, małżoraczków, cienkoskorupowych małży i kolców jeżowców (fot. 4).

Dla warstw góraždżańskich charakterystyczną są szwy stylolitowe często występujące między kalkarenitami, a osadami drobnoziarnistymi (fot. 5). Warstwy drobnoziarniste wykazują także liczne deformacje tego typu (fot. 4, 6). Zarówno kalkarenity, jak i osady drobnoziarniste zawierają liczne ślady działalności infauny (fot. gr2).

Warto zauważyć, że stropowa część warstw góraždżańskich cechuje się dużą porowatością wtórną, wynikłą z meteorycznego rozpuszczania, podczas wynurzenia diun wapiennych, u schyłku formowania się osadów.

WARSTWY TEREBRATULOWE:

Tablica IV a i IV b

Warstwy terebratulowe zbudowane są z ciemnoszarych i niebieskawych wapieni marglistych zawierających wkładki wapieni bioklastycznych, najczęściej burzowej genezy. W płytkach cienkich można stwierdzić, że ważnym komponentem mułów wapiennych są otwornice, igły gąbek, małżoraczki, drobny detryt krynoidowy, cienkoskorupowe małże i pelety fekalne. Ponadto, muły wapienne wykazują dość częste bioturbacje, wypełnione czasem grudkami fekalnymi (fot. 1, 1a). Dominującymi typem skały są pakstony i wakstony złożone z drobnoziarnistego matriks w którym pogrzebane są elementy szkieletowe brachiopodów, małży, krynoidów i jeżowców. (fot. 2).

Fot. .2 z detalami: Wakstony szkieletowe złożone z muszli małży, które uległy na ogół całkowicie rozpuszczeniu i podstawieniu przez blokowy kalcyt (fot. 2, 2a, 2b). Ponadto skała zbudowana jest z dobrze zachowanych muszli ramienionogów (fot. 2c, 2d, 2e) wśród których występują charakterystyczne dla brachiopodów porowate struktury *punctae* (fot. 2f). Nieco tylko gorzej zachowane są fragmenty szkarłupni – liliowców (fot. 2g, 2h) i jeżowców (fot. 2i).

Fot. 3 z detalami: Pakstony, podobnie jak wakstony zdominowane są przez detrytus brachiopodowy oraz małżowy ze znaczącym udziałem szczątków szkarłupni (fot. 3, 3a). Muszlowce terebratulowe wykazują dość dużą porowatość pierwotną (fot. 4), a w przestrzeniach międzyziarnowych dominuje cement blokowy (fot. 4a), w którym mimo

jego kalcytowej natury zachowały się ślady tzw. pierwszej generacji cementowej (pierwotnie aragonitowej), tworzącej cienkie naskorupienie, bezpośrednio na biokładzie (fot. 4b).

WARSTWY KARCHOWICKIE:

Tablica V

Warstwy karchowickie w dolnej części zbudowane są z mikrytowych, dość masywnych wapieni i dolomitów tworzących warstwy średniej grubości. Zachowane struktury wykazują ślady warstwowania przekątnego.

Dominującym komponentem w płytkach cienkich jest mikryt, tworzący nieregularne skupienia, między którymi występują gniazda mikrosparytu, bądź sparytu (fot. 1). Część skały jest porowata, a pory tworzą struktury typu stromataktoidalnego (fot. 2).

Wymienione cechy mikrostrukturalne są typowe dla tzw. automikrytu, powstałego na drodze bakteryjnego rozkładu ciał gąbek i ich mineralizacji w formie mikrytu. Dowodem na pierwotną obecność gąbek są między innymi liczne pseudomorfozy po spikulach (fot. 3, 3a). Oprócz tego, wśród mikrytu występują otwornice, (fot. 4, 4a) małżoraczki (fot. 5) oraz trochity (fot. 6) i niewielkie gruzły krzemionkowe. Gruzły są produktem wtórnego wytrącenia krzemionki uwolnionej z gnijących gąbek (fot. 6 – dół fotografii).

LEJ KRASOWY W LIGOCIE DOLNEJ:

Tablica VI

Leje wypełnione są czerwonym osadami rezydualnymi typu *terra rosa*, złożonymi z ziaren kwarcu i mieszanki ilasto-organicznej. Zawierają także konkrety wodorotlenków żelaza. Niektóre z konkrety mają pokrój gładkich, obleczonych ziaren i reprezentują tzw. rudy bobowe.

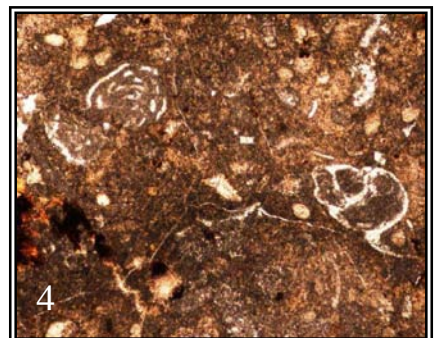
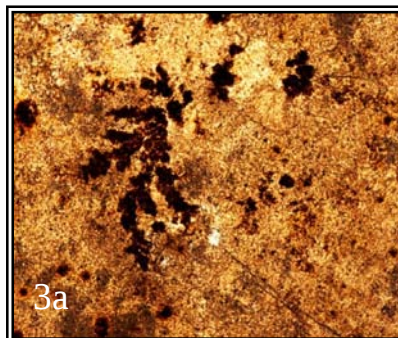
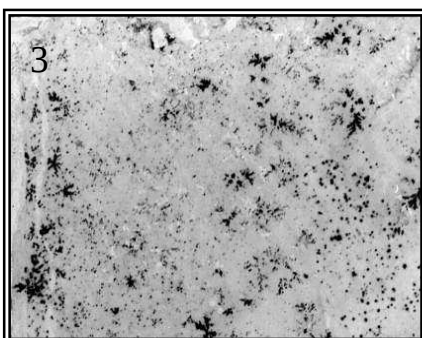
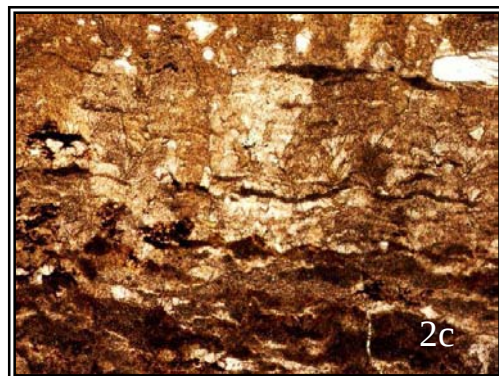
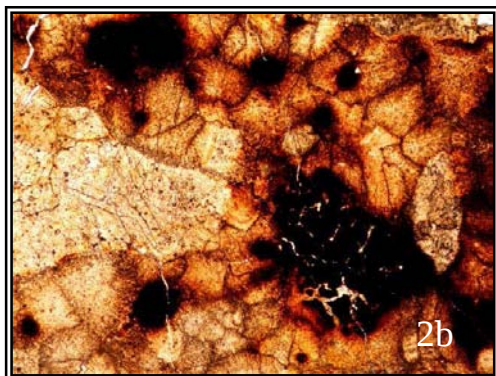
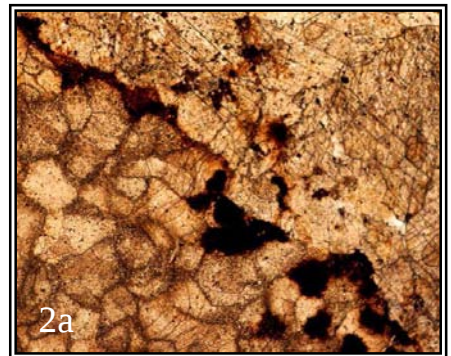
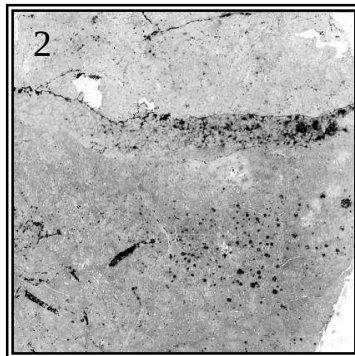
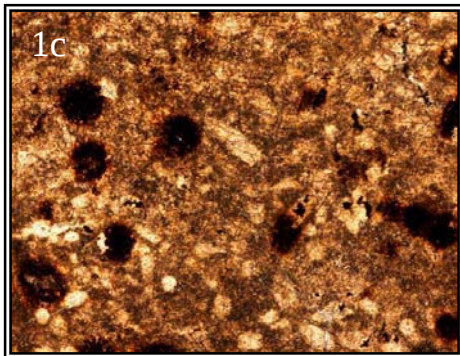
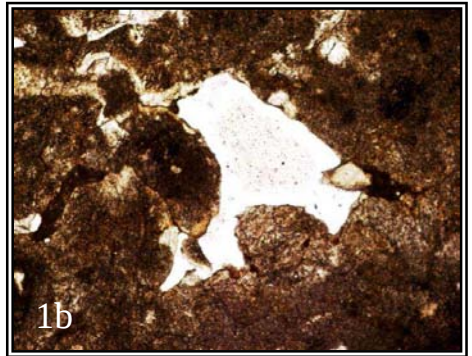
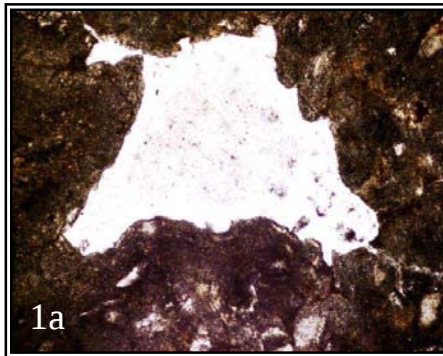
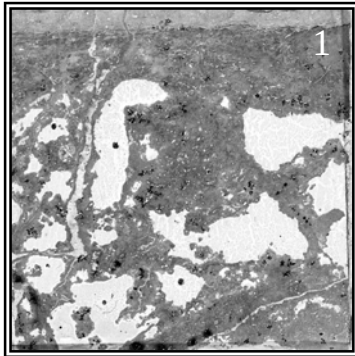
Fot. 1. Osad wypełnienia leja krasowego w Ligocie Dolnej – złożony z ziaren kwarcu i mieszanki ilasto-organicznej (brązowe laminy).

Fot. 2. Obraz SEM ziarna kwarcu w otoczce ilasto-prochnicznej.

Fot. 3. Fragment zdegradowanego materiału roślinnego zachowanego w wypełnieniu leja krasowego z Ligoty Dolnej.

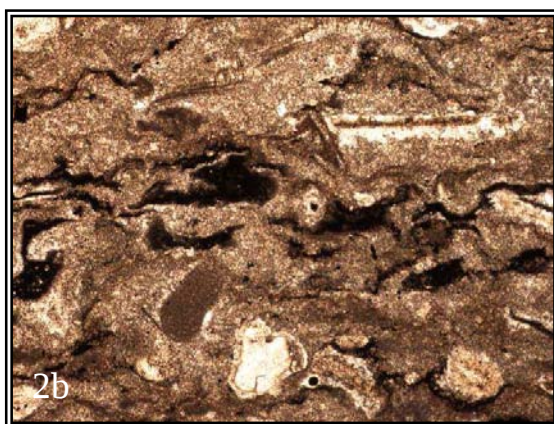
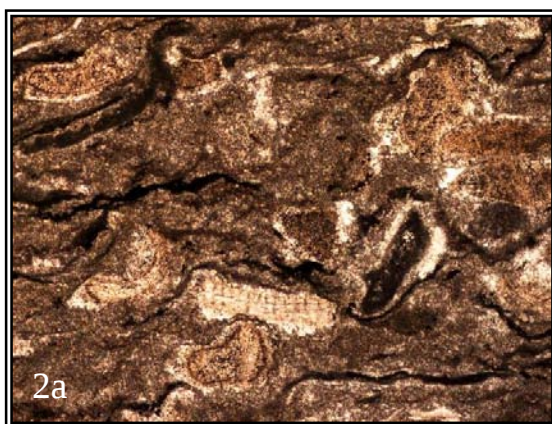
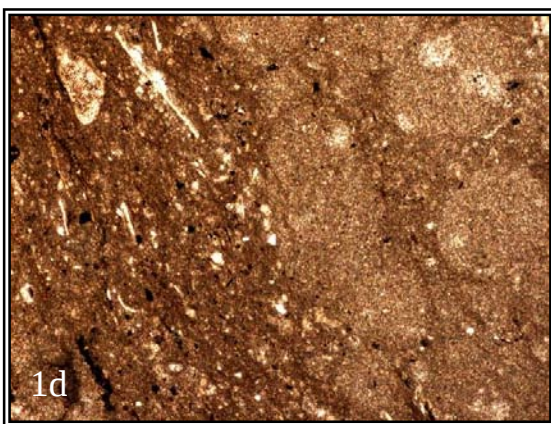
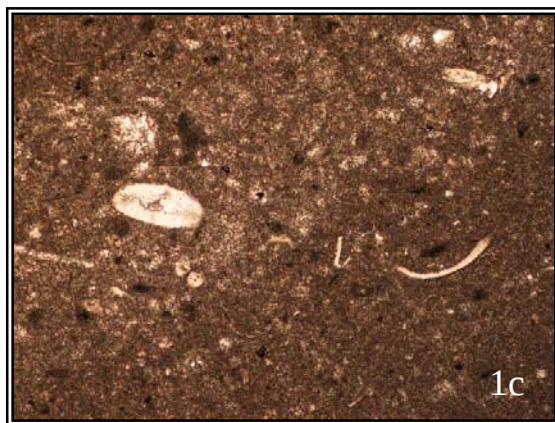
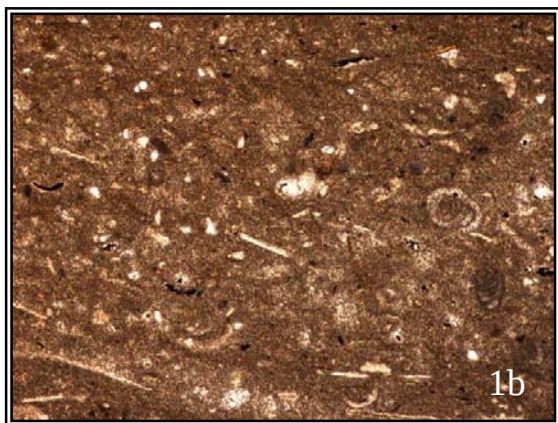
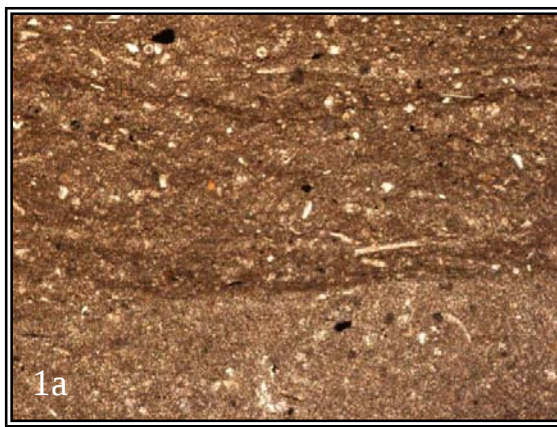
Fot. 4. Agregat limonitowy z wypełnienia leja krasowego w Ligocie Dolnej.

Tablica I – Ret
 skala:
 długość dolnego boku na fotografiach czarno-białych — 1,4 cm
 długość dolnego boku na fotografiach kolorowych – 3 mm



Tablica II a – Warstwy gogolińskie
skała:

długość dolnego boku na fotografiach czarno-białych — 1,4 cm
długość dolnego boku na fotografiach kolorowych – 3 mm

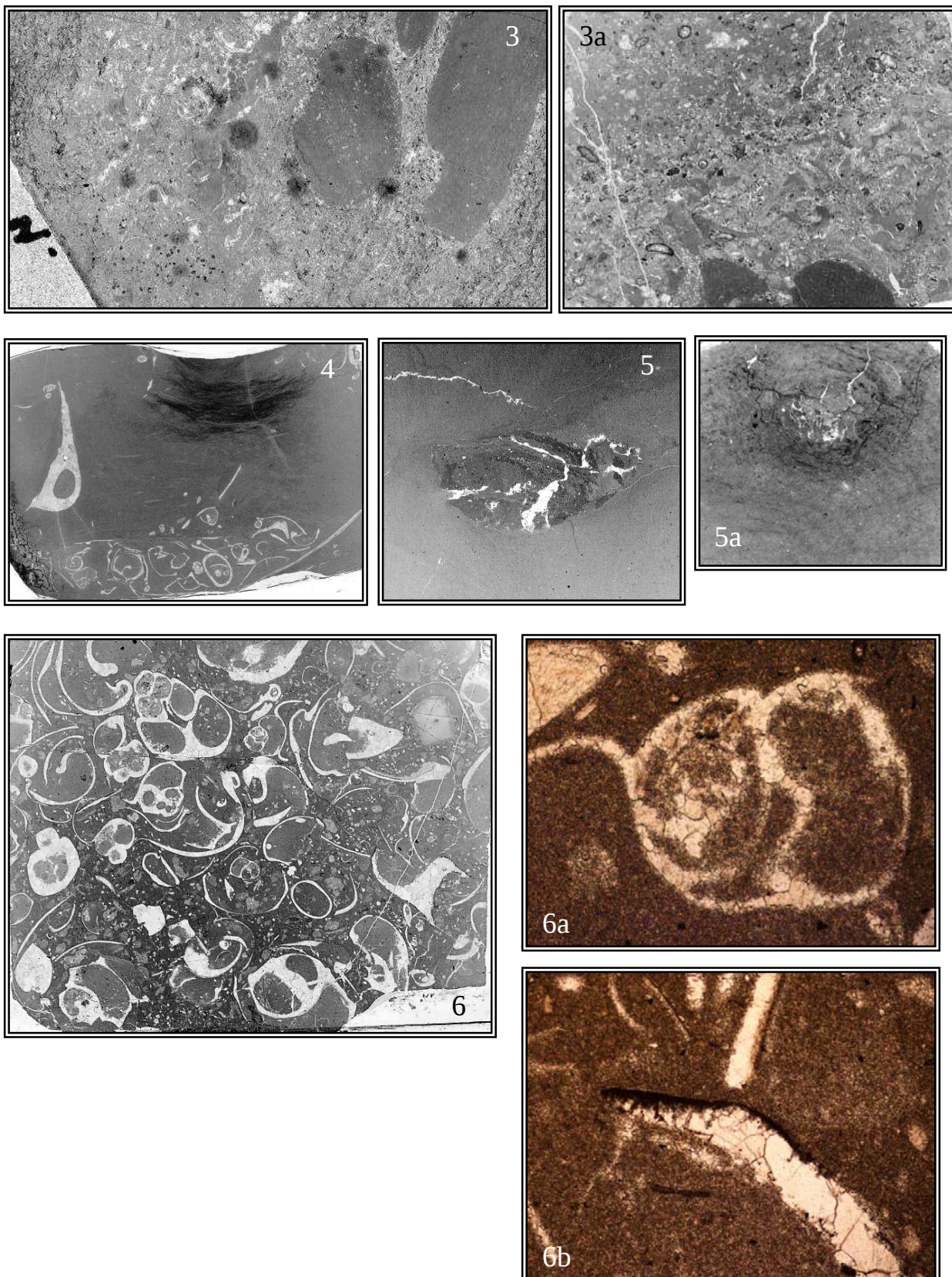


Tablica II b – Warstwy gogolińskie
skała:

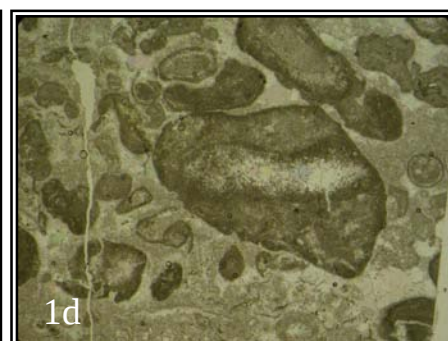
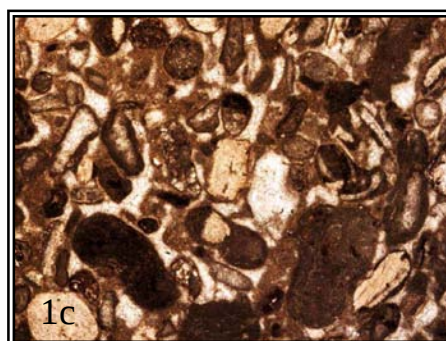
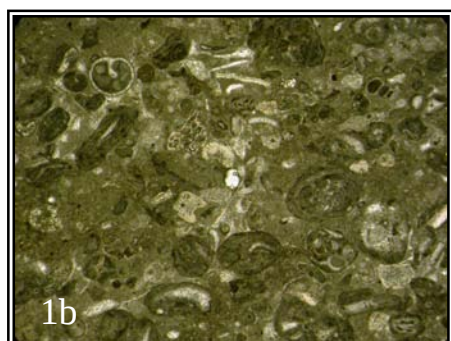
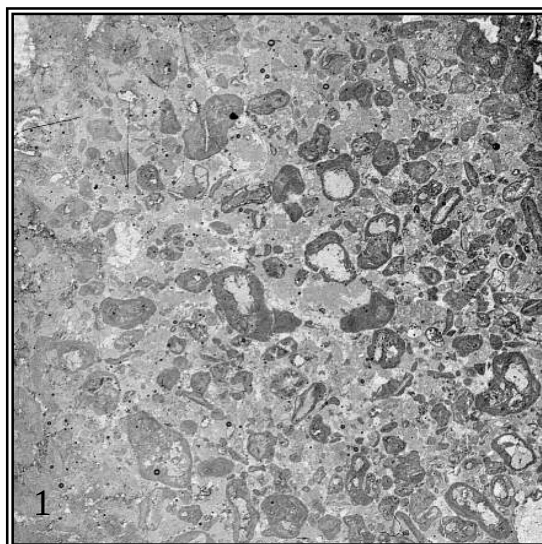
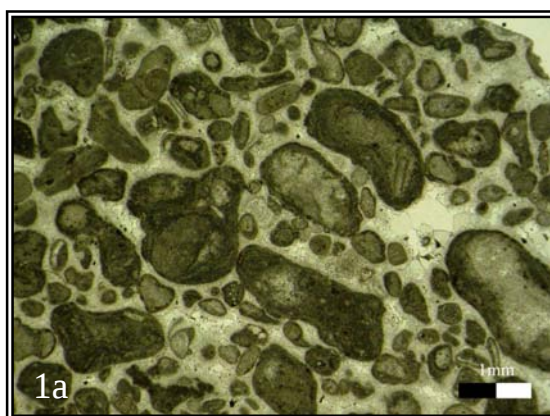
długość dolnego boku na fotografiach czarno-białych — 1,4 cm

długość dolnego boku na fotografiach kolorowych – 3 mm

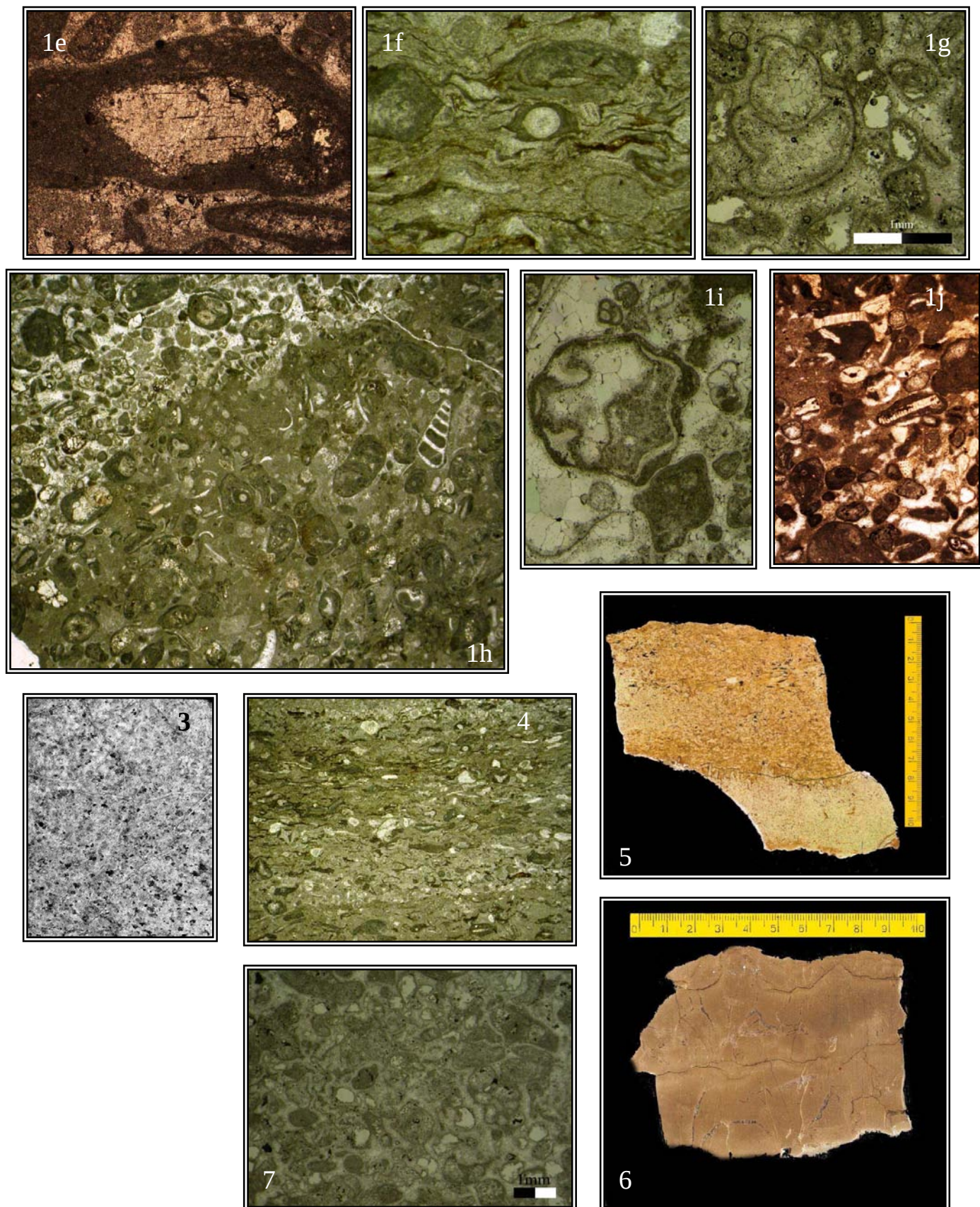
długość dolnego boku na fotografiach 6a i 6b – 1 mm



Tablica III a – Warstwy górażdżańskie
 skała (jeśli nie zamieszczono na zdjęciach):
 długość dolnego boku na fotografiach czarno-białych — 1,0 cm
 długość dolnego boku na fotografiach kolorowych – 3 mm



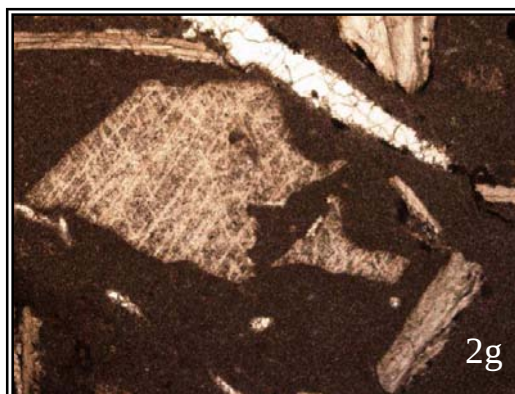
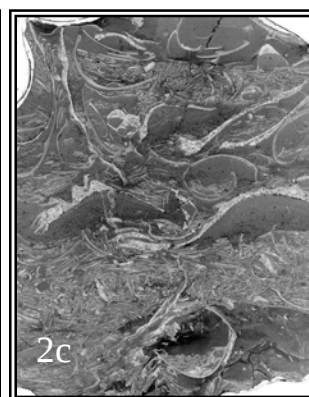
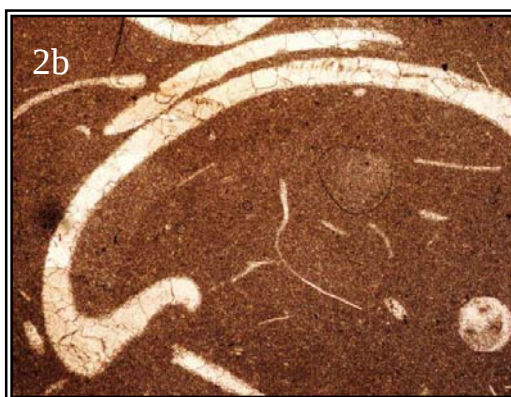
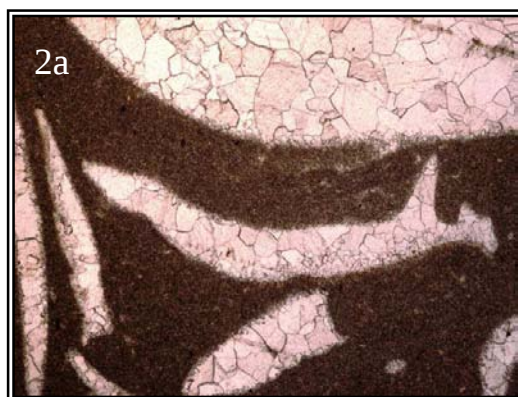
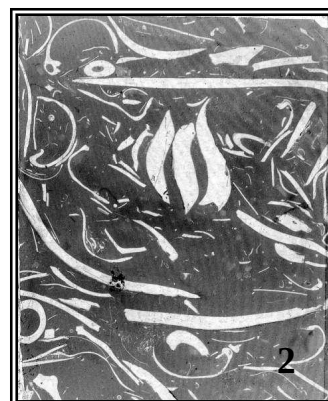
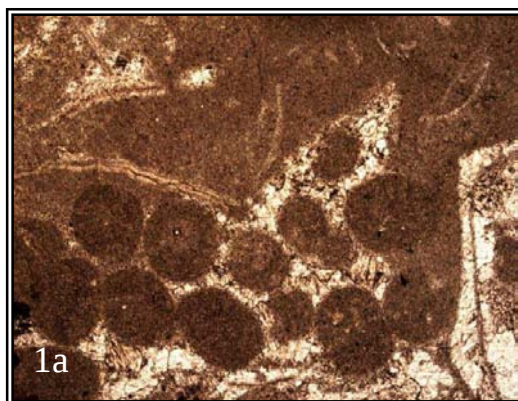
Tablica III b – Warstwy górażdzańskie
 skala (jeśli nie zamieszczono na zdjęciach):
 długość dolnego boku na fotografiach czarno-białych — 1,0 cm
 długość dolnego boku na fotografiach kolorowych – 3 mm (na zdjęciach 6a i 6b – 1 mm)



Tablica IV a – Warstwy terebratulowe
skała:

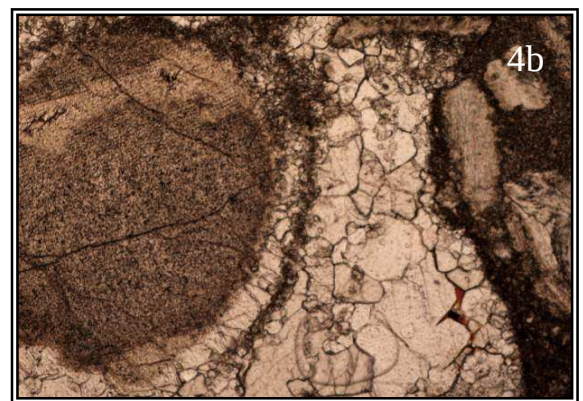
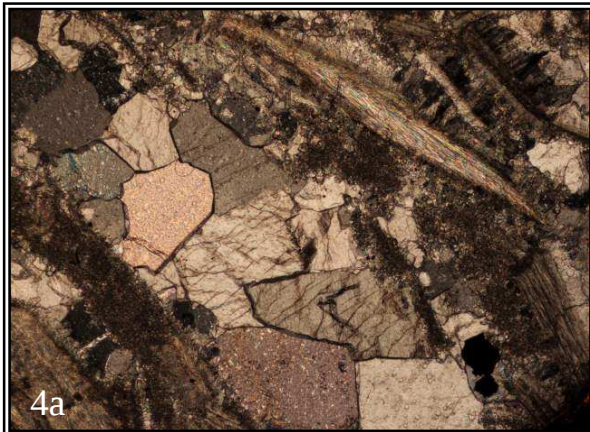
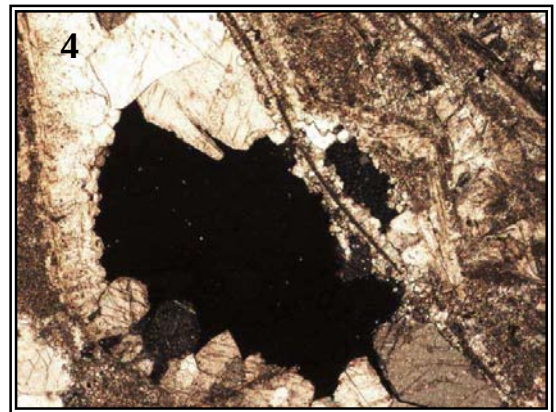
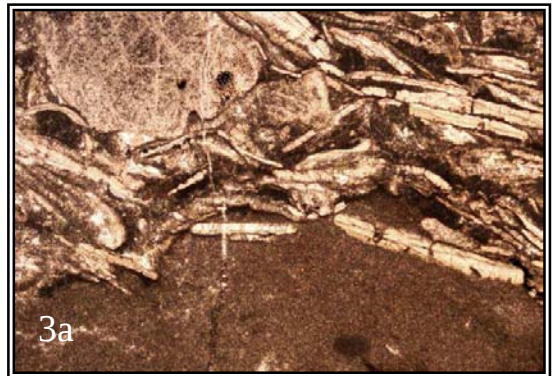
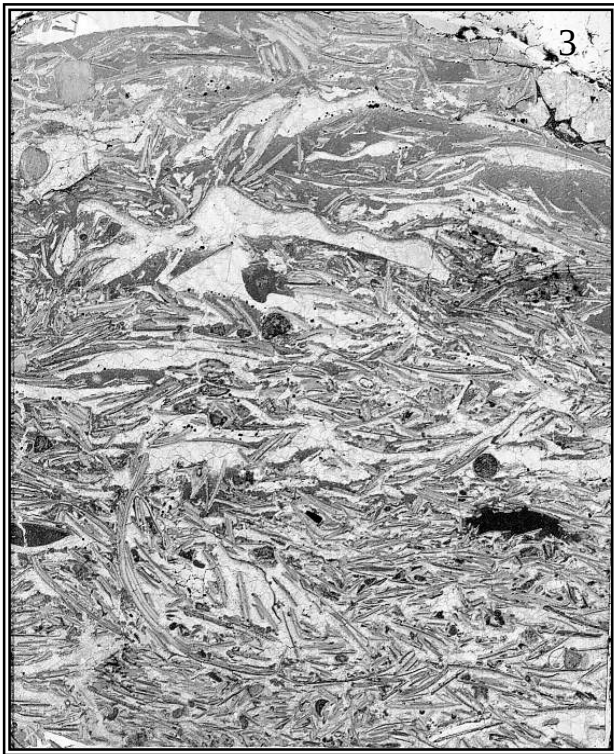
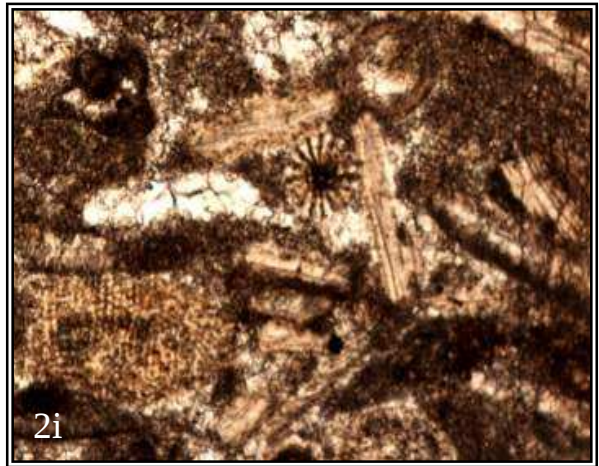
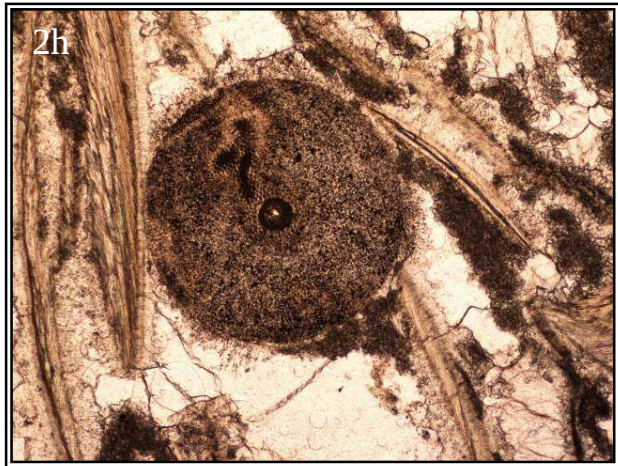
długość dolnego boku na fotografiach czarno-białych — 1,0 cm

długość dolnego boku na fotografiach kolorowych – 3 mm



Tablica IV b – Warstwy terebratulowe
skała:

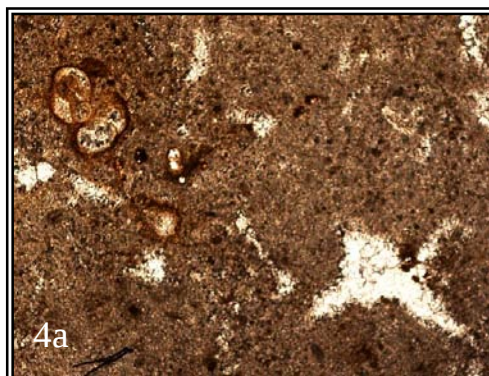
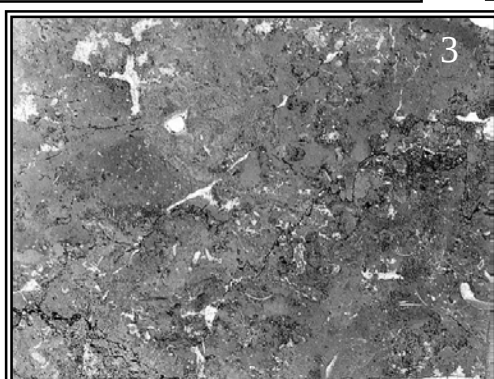
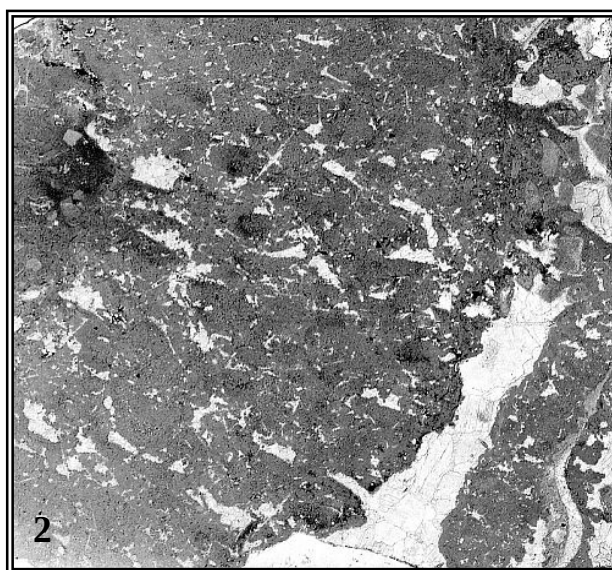
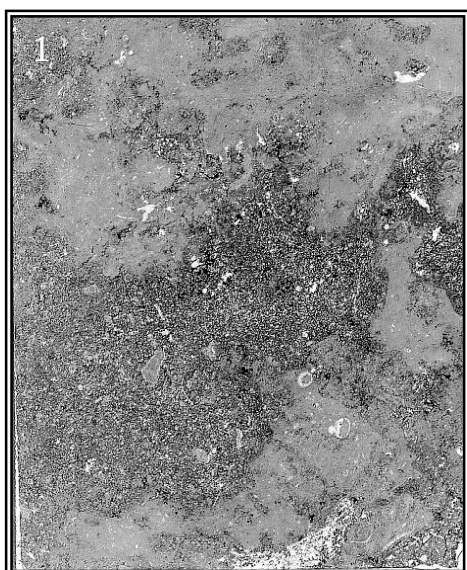
długość dolnego boku na fotografiach czarno-białych — 1,0 cm
długość dolnego boku na fotografiach kolorowych – 3 mm (na zdjęciu 4b – 1 mm)



Tablica V – Warstwy karchowickie
skała:

długość dolnego boku na fotografiach czarno-białych — 1,0 cm

długość dolnego boku na fotografiach kolorowych – 3 mm

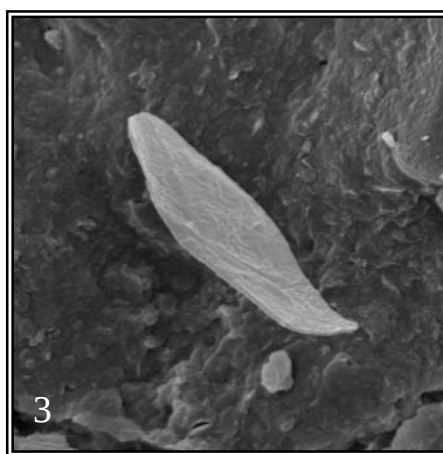
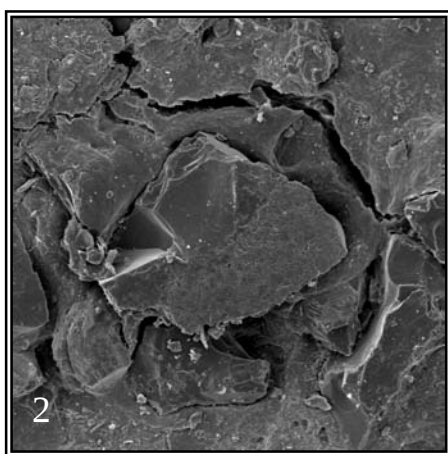
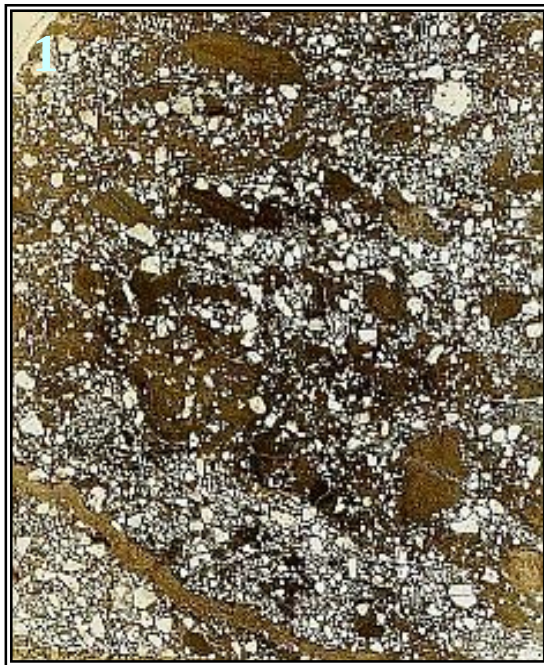


Tablica VI – Lej krasowy w Ligocie Dolnej
skała:

długość dolnego boku na fotografii 1 – 1,0 cm

długość dolnego boku na fotografii 4 – 1,4 cm

SEM – powieszenie x500



MARTWICA: Tablica VII a i b

Martwice holocenne złożone są z kilku odmian mikrofacjalnych. Jedną z nich – dominującą – są inkrustacje bakteryjne i glonowe, tworzące kolonijne nagromadzenia obrastające więźbę, którą budują nagromadzone pnie i gałęzie drzew (fot. 1, 2).

Wśród inkrustacji glonowych wyróżniają się skalcyfikowane plechy zielenic *Cladophora*, tworzących duże, poduszkowate kolonie, których ułożenie wskazuje kierunek przepływu wody w czasie ich kalcyfikacji (fot. 3). Kolonie te są zbudowane z upakowanych i częściowo splecionych cienkich rurek (fot. 4) utworzonych z kryształów kalcytu (fot. 5, 6).

Drugą odmianę mikrofacjalną tworzą inkrustacje sinicowe – na ogół bardziej gęste od zielenicowych i wykazujące wyraźną laminację (fot. 7, 8, 9). Laminacja jest efektem sezonowych zmian zespołu mikrobów tworzących tę odmianę martwicy. Na ogół warstewki gęste reprezentują przyrosty wiosenne, zaś warstwy porowate powstały w okresie letnio-jesiennym. Niekiedy na powierzchni mat sinicowych występują małe rurki lęgowe larw *Chironomidea* (fot. 7).

Większe próżnie wzrostowe w barierze martwicowej podlegały stopniowemu wypełnieniu, naciekami identycznymi do nacieków jaskiniowych (fot. 10), w których dominuje chemicznie wytrącony sparyt i mikrosparyt (fot. 11). W martwicy zachowały się także liczne, dobrze widoczne odciski pni, liści i gałęzi drzew liściastych – najprawdopodobniej grabów (fot. 12), leszczyn (fot. 13) i wierzb (fot. 14 – detal w żółtym okręgu).

KAMIENIOŁOM NEFELINITU – PIROKLASTYKI i NEFELINIT: Tablica VIII

PIROKLASTYKI:

Stwierdzone na Górze Świętej Anny utwory piroklastyczne reprezentowane są przez bomby wulkaniczne, lapille oraz popioły (tufy). Ich wystąpienia odznaczają się od pozostałych skał charakterystyczną, czerwonawą barwą, a także brakiem wysortowania. Pokrywają one nefelinity oraz otaczające je wapienie i piaskowce.

Z wymienionych wyżej produktów efuzywnej działalności wulkanu uwagę zwracają bomby wulkaniczne charakteryzujące się wrzecionowatym kształtem osiągającym 15 cm wielkości. Puste przestrzenie po pęcherzykach powietrza wypełniają minerały z grupy zeolitów i węglanów. Charakterystyczna jest kruchość opisywanych skał świadcząca o ich podatności na wietrzenie.

Obserwacja utworów piroklastycznych pod mikroskopem jest utrudniona ze względu na bardzo duże nagromadzenie w skale minerałów nieprzeźroczystych (tlenków i wodorotlenków żelaza). Jedynie w obrębie okruchów brekcji nefelinitowej wyróżnić można pirokseny, które stanowią też główny składnik nefelinitów – opisywanych z głębszych partii intruzji oraz magnetyt (fot. 1).

W tufach i pyłach wypełniających przestrzenie pomiędzy piroklastykami uwagę zwraca obecność szkliwa (fot. 2, 3). Na wzbogacenie w SiO₂ (szkliwo wulkaniczne) we frakcji pyłów wulkanicznych wskazała wcześniej Chodyncka (1967). Według tej autorki frakcja ta ma skład zbliżony do diorytów. Skały piroklastyczne uległy przeobrażeniom, w wyniku których stwierdzić można występowanie w nich montmorylonitów, zeolitów oraz wspomnianych wcześniej węglanów, tlenków i wodorotlenków żelaza. Te ostatnie odpowiedzialne są zapewne za czerwonawe zabarwienie opisywanych utworów litologicznych.

Fot. 1: Nagromadzenie tlenków i wodorotlenków żelaza w utworach piroklastycznych (powiększenie x100, nikole skrzyżowane).

Fot. 2: Szkliwo wulkaniczne oraz kwarc wypełniające pustki i wolne przestrzenie w utworach piroklastycznych (powiększenie x100, nikole skrzyżowane).

Fot. 3: Szkliwo wulkaniczne oraz kwarc wypełniające pustki i wolne przestrzenie w utworach piroklastycznych (powiększenie x100, pojedynczy nikol).

NEFELINIT:

Skała posiada strukturę holokrystaliczno-porfirową i masywną, bezładną teksturę (Majerowicz 1990). W afanitowym, mikrokrystalicznym „cieście skalnym” tkwią prakryształy piroksenów, oliwinów i nefelinów (fot. 4, 5). Prakryształy dochodzą do 3mm wielkości.

Najliczniejszymi minerałami wśród prakryształów oraz w „cieście skalnym” są pirokseny, reprezentowane w badanej skale przez augit; wzór ogólny: $(Ca,Na)(Mg,Fe,Al,Ti)[(Si,Al)_2O_6]$. Minerale ten charakteryzuje się euhedralnym wykształceniem kryształów w postaci krótkich słupków (fot. 6), które często tworzą zbliźniczenia (fot. 7). Zbliźniczenia są pojedyncze lub mają formę przerostów. W obrazie mikroskopowym, przy pojedynczym nikolu, zaobserwować można słaby relief i blady oliwkowo-brunatny kolor piroksenów (fot. 7). Brzegi poszczególnych kryształów są silniej zabarwione – najprawdopodobniej w wyniku obecności tlenków żelaza. Obserwacje przy skrzyżowanych nikolach ukazują słaby pleochroizm i budowę klepsydrową augitów (fot. 8, 9), która pozwala na określenie ilości członów w poszczególnych kryształach. Występuje zwykle od 2 do 3 członów, charakteryzujących się odmiennymi własnościami optycznymi. Chodyniecka (1967) wykazała, że jądra tego typu kryształów mają skład zbliżony do augitu diopsydowego, zaś brzegi do augitu tytanowego, co jej zdaniem, jest charakterystyczne dla magm szybko zastygających.

Drugim licznym minerałem w skale, występującym także w postaci prakryształów jest oliwin, wzór ogólny: $(Mg,Fe)_2[SiO_4]$. Podobnie do augitu tworzy często euhedralne lub subhedralne kryształy, które w obrazie mikroskopowym, przy pojedynczym nikolu są bezbarwne i wykazują słaby relief. Przy nikolach skrzyżowanych widać żywe barwy interferencyjne kryształów, które jednak są skorodowane i w różnym stopniu uległy iddyngsytyzacji lub serpentynizacji (fot. 10, 11). W wyniku tych przeobrażeń, na obwodach ziaren oliwinów pojawiły się związki żelaza lub dochodzi do powstania pseudomorfoz antygorytu i chryzotyłu po oliwinie. Kryształy oliwinów wykazują charakterystyczne zrosty i zbliźniczenia oraz budowę pasową, gdzie jądra (wzbogacone w Mg) mają skład chemiczny forsterytu Mg_2SiO_4 , a brzegi fajalitu Fe_2SiO_4 (fot. 12). Według Chodynieckiej (1967) w opisywanej skale występują 2 generacje oliwinów. Pierwsza tworzy prakryształy i jest objęta zarówno iddyngsytyzacją jak i serpentynizacją. Druga generacja występuje w druzach i jest bardzo słabo objęta serpentynizacją. Generację tą, cytowana autorka, wiąże ze zjawiskami hydrotermalnymi jakie miałyby zajść po fazie magmowej. Potwierdzają to również nasze obserwacje.

Ważnym, ze względu na klasyfikację skały, jest jej kolejny główny składnik – nefelin $KNa_3[AlSiO_4]_4$. Kryształy tego minerału wchodzi w skład „ciasta skalnego” i wypełniają przestrzenie pomiędzy piroksenami i oliwinami (fot. 11, 13). W obrazie mikroskopowym (obserwacje przy jednym nikolu) nefelin jest bezbarwny i wykazuje bardzo słaby relief. W jego kryształach występują igiełkowe wrostki apatytu. Zdaniem Chodynieckiej (1967), apatyt wykrył się po piroksenach, gdyż w ich obrębie nie stwierdzono jego obecności, za to krystalizuje on jednocześnie z innymi minerałami (jak oliwin). Chodyniecka wykazała też, że w przeobrażonych nefelinitach nefelin ulega rozkładowi, którego produktem są minerały z grupy zeolitów. Pierwszymi zeolitami, powstałymi z rozkładu nefelinów, są natrolit $Na_2[Al_2Si_3O_{10}]*2H_2O$ i tomsonit, $NaCa_2[Al_5Si_5O_{20}]*6H_2O$ (Powariennych 1954) - rozpoznane także w opisywanych próbkach skalnych. Zgodnie z badaniami Chodynieckiej

(1967) skład mineralny skały zawiera: 58% augitu, 14% nefelinu, 12% oliwinu, 10% magnetytu oraz po 2% kalcytu, apatytu i zeolitów. Ze względu na wysoką zawartość skaleniowców reprezentowanych przez nefeliny oraz skład chemiczny charakteryzujący się dużą zawartością Na_2O , CaO , MgO przy dużym niedoborze SiO_2 , opisaną skałę należy zakwalifikować jako nefelinit.

- Fot. 4: Euhedralnie wykształcone prakryształy piroksenów i oliwinów w mikrokryсталicznym „cieście skalnym” (powiększenie x100, nikole skrzyżowane).
- Fot. 5: Euhedralnie wykształcone prakryształy piroksenów i oliwinów w mikrokryсталicznym „cieście skalnym” (powiększenie x100, pojedynczy nikol).
- Fot. 6: Prakryształ piroksenu o charakterystycznym wykształceniu krótkosłupkowym w nefelinicie (powiększenie x100, pojedynczy nikol).
- Fot. 7: Zbliżniaczone prakryształy piroksenu (powiększenie x100, pojedynczy nikol).
- Fot. 8: Agregat mineralny zbudowany z prakryształów piroksenów. Widoczna budowa klepsydrowa jednego z kryształów (powiększenie x100, nikole skrzyżowane).
- Fot. 9: Budowa klepsydrowa prakryształów (powiększenie x100, nikole skrzyżowane).
- Fot. 10: Prakryształ oliwinu w mikrokryсталicznym „cieście skalnym” (powiększenie x100, nikole skrzyżowane).
- Fot. 11: Prakryształy oliwinu w nefelinicie (powiększenie x100, nikole skrzyżowane).
- Fot. 12: Budowa pasowa w prakryształy oliwinu w nefelinicie (powiększenie x100, nikole skrzyżowane).
- Fot. 13: Kryształy nefelinu wchodzące w skład mikrokryсталicznego „ciasta skalnego” nefelinitu (powiększenie x100, nikole skrzyżowane).

KAMIENIOŁOM NEFELITITU – JASPIS i WAPIENIE KARCHOWICKIE (KONTAKT):

Tablica IX

JASPIS:

Jest to skała krzemionkowa, lokalnie porowata, zbudowana głównie z kwarcu krystalicznego oraz goethytu (identyfikacja potwierdzona badaniami rentgenostrukturalnymi), podrzędnie również chalcedonu. Przełam muszlowy, połysk tłusty, barwa żółto-brązowa. Powstawała w kilku etapach w wyniku krystalizacji z niskotemperaturowych koloidów, najprawdopodobniej w pustce skalnej, utworzonej na kontakcie nefelinitu i wapieni.

W obrazie mikroskopowym wyróżniają się dwa fragmenty o odmiennej strukturze i teksturze. Jeden z nich charakteryzuje się teksturą kierunkową, laminarną oraz strukturą drobnokrystaliczną, przy czym wielkość kryształów kwarcu w poszczególnych laminach jest zróżnicowana (od 0,0X do 0,2 mm). Kwarc zabarwiony jest goethytem na kolor pomarańczowo-brązowy (fot. 1). Niektóre laminy, grubości do 0,3 mm, są silnie wzbogacone w goethyt.

Druga część skały widoczna w szlifie powstała w późniejszym etapie. Obserwuje się tu strukturę kolomorficzną i teksturę bezładną, z plamistym zabarwieniem: żółto-brązowym i czerwono-brązowym. Goethyt wraz z kwarcem występuje w postaci kolomorficznych skupień wielkości od 0,1 mm do kilku mm (fot. 2, 3), a niekiedy uwodnione tlenki żelaza budują samodzielne kolomorficzne skupienia. Pierwotnie, formy te zbudowane były z chalcedonu i goethytu, jednak chalcedon w większości uległ rekrystalizacji. Przykładem tego procesu mogą być koncentryczne struktury chalcedonowo-goethytowe, obecnie w dużej części zrekrystalizowane (fot. 4, 5) Przestrzeń pomiędzy skupieniami kolomorficznymi wypełnia najmłodszy, bezbarwny kwarc krystaliczny, często z widocznymi strukturami wzrostu (fot. 6). Kryształy te osiągają wielkość 0,1-0,4 mm (przeciętnie około 0,2 mm). Czasami goethyt tworzy „gałazkowe” formy przerastające kryształy kwarcu (fot. 7).

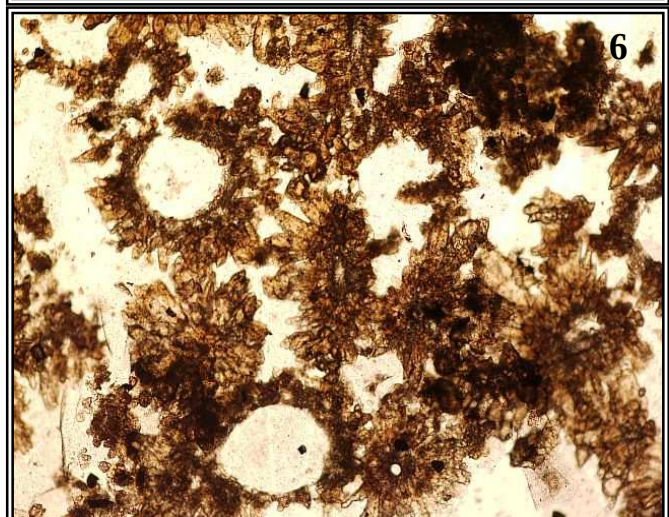
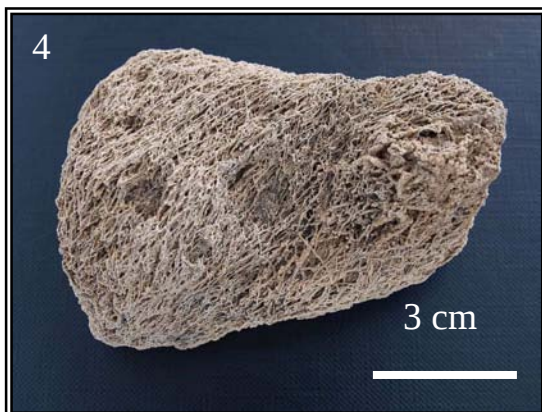
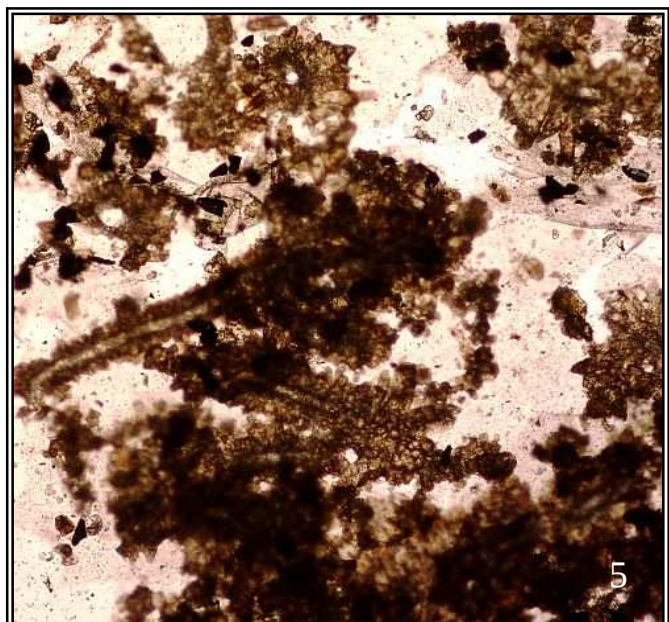
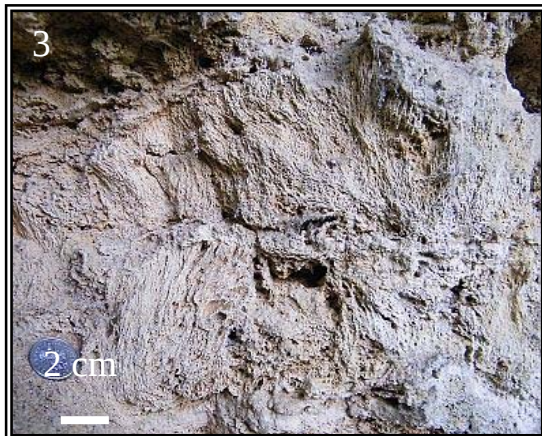
- Fot. 1: Budowa jaspisu o strukturze laminarnej (powiększenie x100, nikole skrzyżowane).
- Fot. 2: Skupienia kolomorficzne. (powiększenie x100, pojedynczy nikol).
- Fot. 3: Skupienia kolomorficzne. (powiększenie x100, pojedynczy nikol).
- Fot. 4: Koncentryczne struktury utworzone przez chalcedon i goethyt. (powiększenie x100, pojedynczy nikol).
- Fot. 5: Koncentryczne struktury utworzone przez chalcedon i goethyt. (powiększenie x100, pojedynczy nikol).
- Fot. 6: Kwarc krystaliczny z widocznymi strukturami wzrostu. (powiększenie x100, pojedynczy nikol).
- Fot. 7: Przerosty goethytu w kwarcu (powiększenie x100, pojedynczy nikol).

WAPIEŃ KARCHOWICKI:

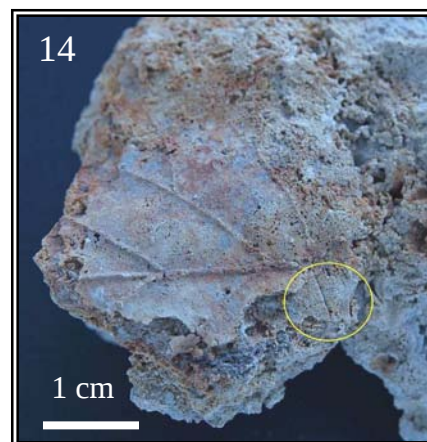
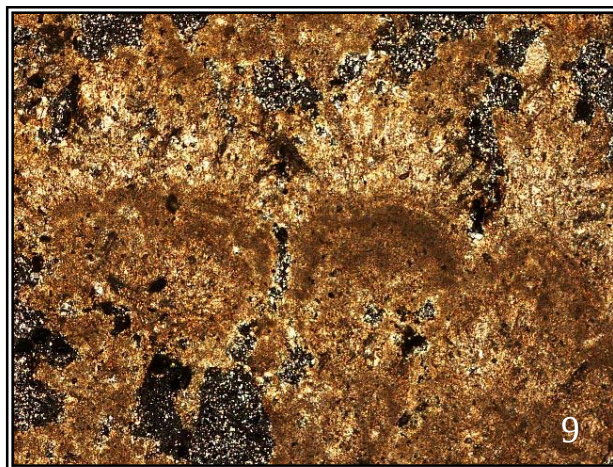
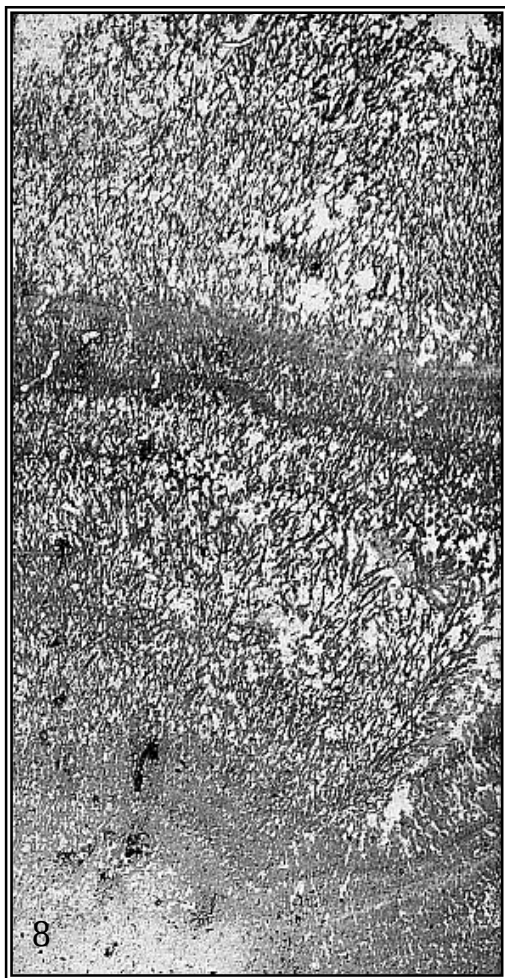
Tło skalne zbudowane jest z mikrytu kalcytowego, w którym występują pojedyncze bioklasty wielkości maksymalnie do 4 mm, wypełnione drobnosparytowym węglanem (fot. 8, 9). Poza tym w masie skalnej pojawiają się ziarna dolomitu wielkości od 0,5 do 2 mm (fot. 10). Skałę rozcinają drobne żyłki kalcytowe lub nieregularne przemazy substancji zawierającej tlenki żelaza. Lokalnie obserwuje się rozproszone drobne minerały kruszczowe.

- Fot. 8: Bioklasty (powiększenie x100, nikole skrzyżowane).
- Fot. 9: Bioklasty (powiększenie x100, pojedynczy nikol).
- Fot. 10: Ziarno dolomitu (powiększenie x100, nikole skrzyżowane).

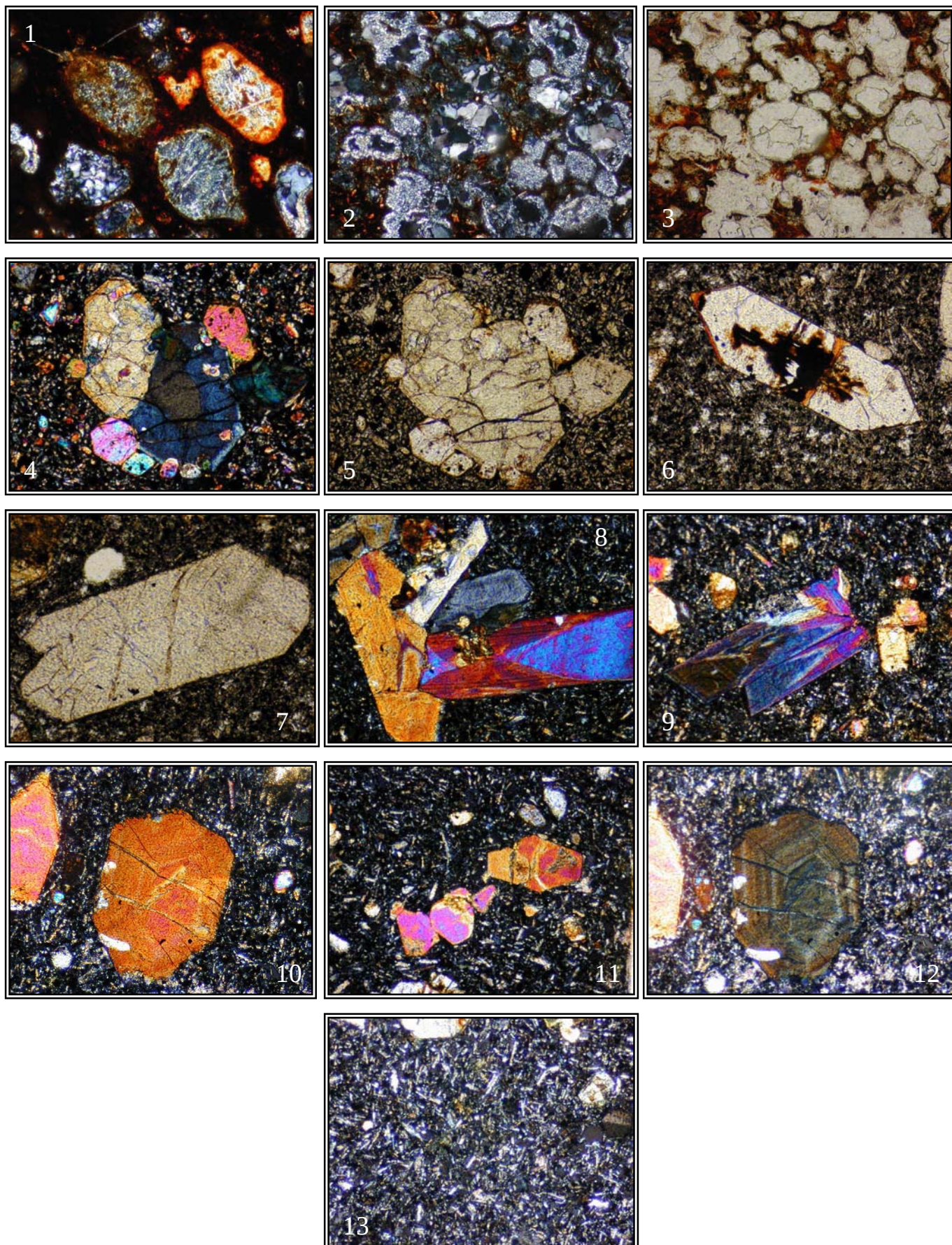
Tablica VII a – Martwice
 skała (jeśli nie zamieszczono na zdjęciach):
 długość dolnego boku na fotografiach czarno-białych – 1,3 cm
 długość dolnego boku na fotografiach kolorowych – 3 mm



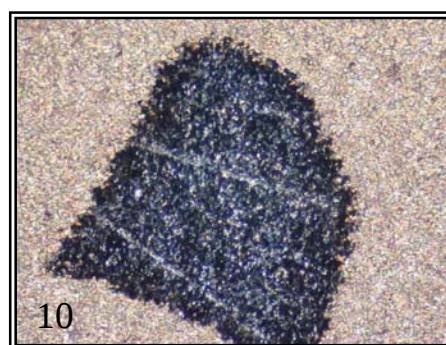
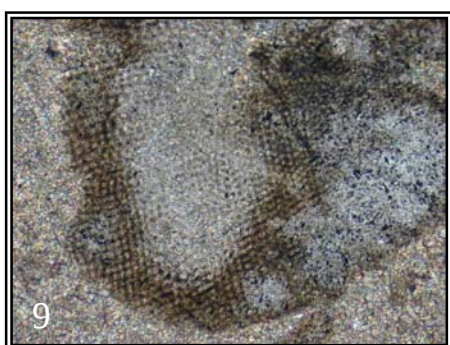
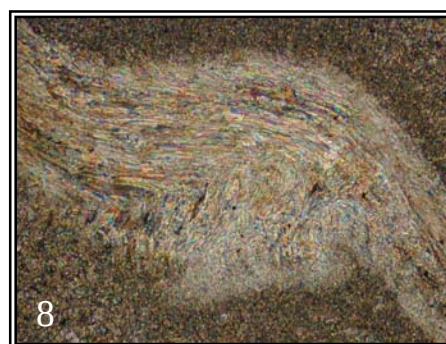
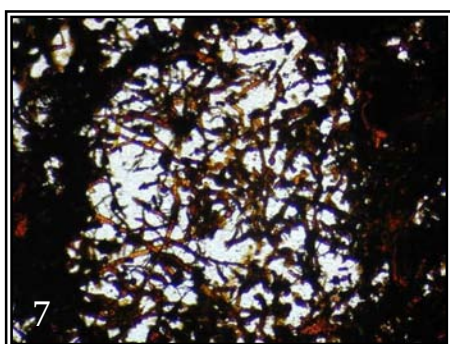
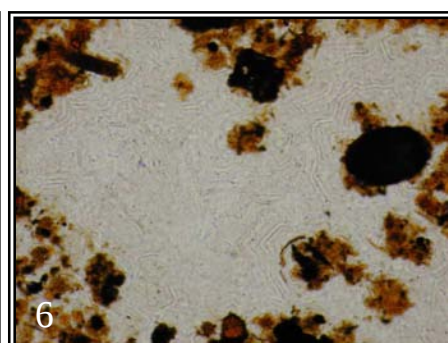
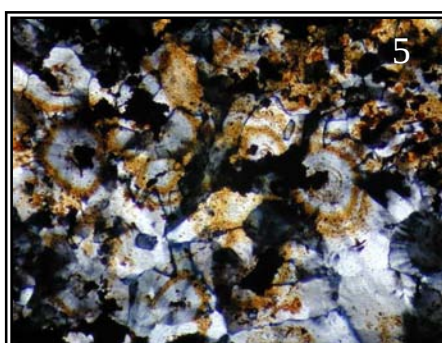
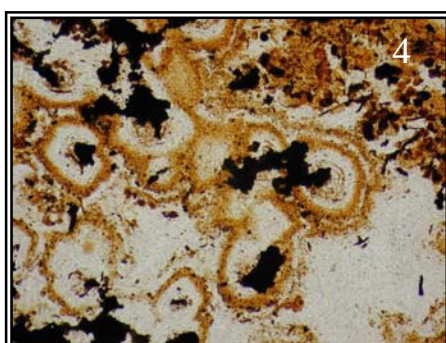
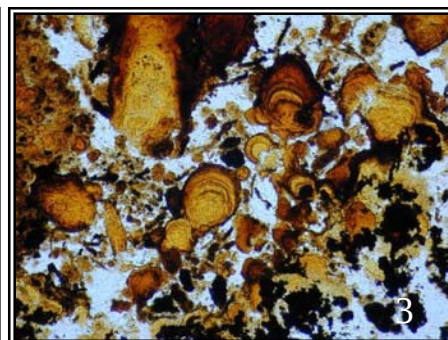
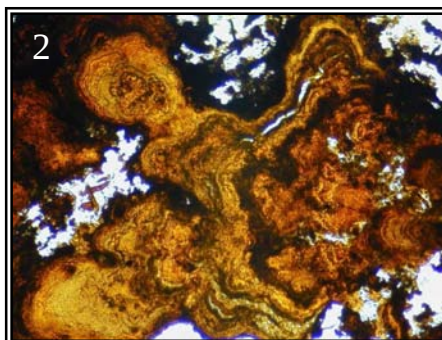
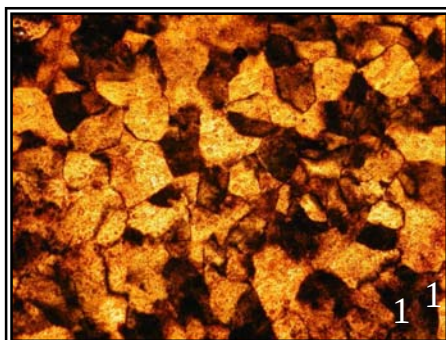
Tablica VII b – Martwice
 skała (jeśli nie zamieszczono na zdjęciach):
 długość dolnego boku na fotografiach czarno-białych – 1,3 cm (fot. 8 – 1 cm)
 długość dolnego boku na fotografiach kolorowych – 3 mm



Tablica VIII – Piroklastyki i nefelinit
pow. x100



Tablica IX – Jaspis i wapienie karchowickie (kontakt)
pow. x100



BADANIA GEOCHEMICZNE:

Przebadano 12 próbek różnych typów skał pobranych w kamieniołomie nefelinitu (próbki nefelinitu, zwietrzeliny nefelinitu, brekcji tufowo-lawowej, wapieni, piaskowca, utworów z kontaktu nefelinitu i skał osadowych oraz jaspisu), 1 próbkę nefelinitu z odkrywki przy kościele oraz 3 próbki węglanów z odkrywek przy amfiteatrze na zawartości 41 składników. Zawartości SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , SO_3 , F i Cl oznaczono metodą rentgenowskiej spektrometrii fluorescencyjnej (XRF) w próbkach stapianych; zawartości As, Ba, Bi, Br, Cd, Ce, Co, Cr, Cu, Ga, Hf, La, Nb, Ni, Pb, Rb, Sn, Sr, Te, Th, U, V, W, Y, Zn, Zr, metodą XRF w próbkach proszkowych prasowanych. Zawartości Ag oznaczono metodą płomieniowej absorpcyjnej spektrometrii atomowej (FAAS) a stratę prażenia (LOI) metodą wagową. Ponadto w 12 próbkach z kamieniołomu bazaltu i w próbce z odkrywki bazaltu przy kościele oznaczono zawartości 14 pierwiastków ziem rzadkich (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) oraz Y, Sc, Te, Th i W metodą spektrometrii mas z plazmą indukcyjnie sprzężoną (ICP-MS). Wszystkie analizy wykonało Centralne Laboratorium Chemiczne PIG-PIB w Warszawie.

NEFELINIT:

Nefelinit występujący na Górze Świętej Anny należy do trzeciorzędowej formacji wulkanicznej Dolnego Śląska i Śląska Opolskiego. Wyniki analiz chemicznych trzech próbek nefelinitu przedstawiono w tabeli 1. Nefelinit z Góry Świętej Anny charakteryzują się niedomiarem SiO_2 i wysokimi zawartościami Na_2O , CaO i MgO . Według klasyfikacji skał wulkanicznych opartej na składzie chemicznym (TAS) skały wylewne z rejonu Łądek – Góra Świętej Anny zaliczyć należy do bazanitów, nefrytów, nefelinitów i bazaltów (Kozłowska-Koch 1987). Chodyniecka (1967) określiła, że „bazalt” z Góry Świętej Anny składa się z piroksenów (augit tytanowy – augit bazaltowy), nefelinu, oliwinu, magnetytu oraz domieszek kalcytu, apatytu, zeolitów i zaliczyła go do nefelinitów. Na podstawie składu chemicznego Chodyniecka (1967) włączyła nefelinity do grupy silnie zasadowych skał atlantyckiego szeregu magmowego i wykazała, że są one komagmowe z innymi bazaltami Dolnego Śląska.

Porównanie zawartości pierwiastków ziem rzadkich (REE) w próbkach nefelinitów z Góry Świętej Anny do rozkładów ich zawartości w bazaltach oceanicznych i śródoceanicznych grzbietów oraz bazaltów kontynentalnych (fig. 17) wskazuje na silne frakcjonowanie między LREE a HREE w nefelinitach z Góry Świętej Anny, co świadczy o ich kontynentalnym pochodzeniu. Bazalty kontynentalne są wzbogacone w pierwiastki grupy cerowej (LREE) w stosunku do grupy itrowej (HREE). Według Chodynieckiej (1967) brak szkliwa w wewnętrznej części nefelinitu oraz stosunkowo duże rozmiary prakryształów świadczą o powolnym zastyganiu intruzji, prawdopodobnie na powierzchni ziemi.

W porównaniu do typowych bazaltów (Turekian i Wedepohl 1961; Polański 1988) nefelinity z Góry Świętej Anny charakteryzują się wyższymi zawartościami Cd, Nb, P i nieco wyższymi zawartościami Cr, Ni, Hf, Th, U, Zr i Sr, zawierają natomiast niższe zawartości S, F i nieco niższe Cu.

Próbka nefelinitu pobrana z odkrywki koło kościoła (3) różni się nieco od próbek pobranych w kamieniołomie (1 i 2) – zawiera ona większe ilości SiO_2 , MgO , Na_2O oraz Ni, Pb, W, Th i U, a mniejsze TiO_2 , CaO , P_2O_5 , Nb, V, Zr i Cd (tab. 1). Ponadto próbka z odkrywki koło kościoła charakteryzują się niższymi zawartościami REE (poza La), ale kształt krzywej ich zawartości świadczy o pochodzeniu wszystkich badanych próbek nefelinitu z tej samej magmy (fig. 17).

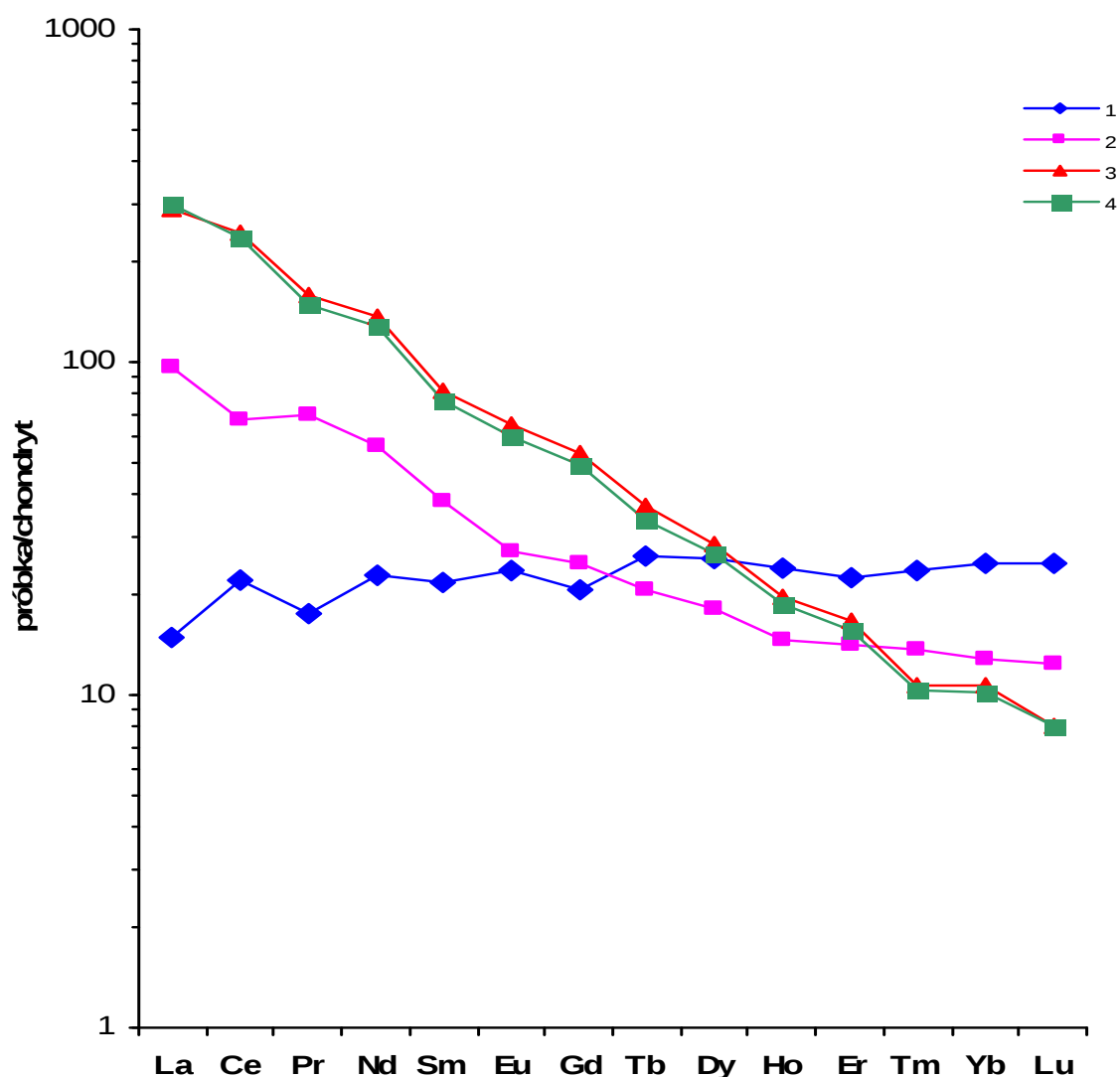


Fig. 17. Znormalizowane względem chondrytów koncentracje REE w bazaltach oceanicznych i bazaltach śródoceanicznych grzbietów (1), w bazaltach kontynentalnych (2) (wg Mason i Moor 1985, zmodyfikowane) oraz z Góry Świętej Anny (3) - próbki z kamieniołomu, (4) - próbka z odkrywki przy kościele).

- 1 - bazalty oceaniczne i śródoceanicznych grzbietów
- 2 - bazalty kontynentalne
- 3 - odkrywka - kamieniołom (2 próbki)
- 4 - odkrywka przy kościele (1 próbka)

ZWIETRZELINA NEFELINITU:

Wyniki analiz chemicznych zwietrzeliny nefelinitu przedstawiono w tabeli nr 2. Procesy wietrzeniowe powodowały wynoszenie z nefelinitów alkaliów: Na (znaczący ubytek), K oraz Ca, Mg, Ba, Sr i w mniejszym stopniu V i Cr. W porównaniu do świeżej skały zwietrzelina wzbogacona jest w Mn oraz Y i pierwiastki REE o niższych masach atomowych (od La do Er).

Według Chodynckiej (1967) wietrzenie nefelinitów z Góry Świętej Anny zachodziło w klimacie ciepłym i wilgotnym w środowisku alkalicznym, o czym świadczy powszechna obecność montmoryllonitu. Lokalnie, gdy środowisko było bardziej kwaśne, powstawał kaolinit. W wietrzeniu chemicznym nefelinitów Chodyncka (1967) wyróżnia dwa etapy:

1. Etap wietrzenia wgłębnego – powstanie pseudomorfoz po oliwinie i augicie, przeobrażenie nefelinu w zeolity.
2. Etap przeobrażeń przypowierzchniowych – powstanie spękań w skale, utlenienie magnetytu i powstanie minerałów ilastych. Sporadycznie, w ostatnim etapie rozkładu glinokrzemianów tworzył się bemit, co doprowadziło do powstawania w zwietrzelinie nielicznych skupień boksytów z apatytami.

UTWORY PIROKLASTYCZNE:

Erupcji lawy na Górze Świętej Anny towarzyszył wyrzut znacznych ilości materiałów piroklastycznych, które pokrywają zarówno nefelinity, jak i skały otaczające – wapienie i piaskowce. Analizę chemiczną próbki brekcji tufowo-lawowej przedstawia tabela nr 3. Skład chemiczny brekcji różni się zasadniczo od składu lawy nefelinitowej. Przede wszystkim w brekcji obserwuje się znacznie niższe (około 10-krotnie) zawartości Na niż w nefelinicie, co powoduje, że w brekcji w przeciwieństwie do nefelinitu, K_2O przeważa nad Na_2O . Brekcja charakteryzuje się również znacznie niższymi od nefelinitu zawartościami Mg (około 5-krotnie), Ca (około 3-krotnie), Rb oraz niższymi zawartościami V, Sc, Y i wszystkich REE. Próbka brekcji zawiera natomiast znacznie wyższe od próbek nefelinitu zawartości Sr (około 8-krotnie) oraz nieco wyższe zawartości Si, P i Zr.

WAPIEŃ KARCHOWICKI (KAMIENIOŁOM NEFELINITU):

Wyniki analizy chemicznej próbki wapienia karchowickiego, pobranej w kamieniołomie nefelinitu przedstawiono w tabeli nr 4. Charakteryzują się one wysokimi zawartościami CaO (55,0%) oraz niskimi zawartościami SiO_2 (1,57%), TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO, MgO, CaO, Na_2O , K_2O oraz Ba i S. W stosunku do typowych wapieni (Turekian i Wedepohl 1961; Polański 1988) wapień karchowicki zawiera jedynie nieco wyższe zawartości V, Pb, F, Cd, Cr i As.

KONTAKT NEFELINITU Z WAPIENIAMI:

W kamieniołomie nefelinitu pobrano próbkę wapienia z kontaktu z nefelinitem (1) oraz dwie próbki kremowo-białej, rozsypującej się skały tworzącej warstewki pomiędzy wapieniem a nefelinitem (2 i 3). Wyniki analiz chemicznych tych próbek przedstawiono w tabeli 5.

Skład wapienia z kontaktu nefelinitem znacznie odbiega od składu typowego wapienia karchowickiego. Wapień z kontaktu charakteryzuje się niższą zawartością CaO (44,4%) oraz znacznie wyższymi zawartościami SiO_2 (10-krotnie), K_2O (10-krotnie), Fe_2O_3 (5-krotnie), Al_2O_3 (4-krotnie) i wyższymi zawartościami MgO, TiO_2 , P_2O_5 , Ni, Th, Zr, Zn, W, As, Ba, Pb, Rb, Cr, Cu, Hf, Nb, Sc, Y i REE. Oprócz Ca, wapień z kontaktu zubożony jest w stosunku do nieprzeobrażonego wapienia karchowickiego w Sr, Mn, i F. Tak duże różnice w chemizmie obu próbek wapienia świadczą o tym, że wylewom lawy towarzyszyły procesy hydrotermalne powodujące mineralizację skał otaczających.

Powodowały one również dezintegrację skał otaczających, których efektem są kremowobiałe warstwy rozsypujących się skał występujących pomiędzy wapieniem a nefelinitem. Skład chemiczny tych skał jest bardzo zmienny. Próbka nr 2 (tab. 5) składająca się głównie z kalcytu z domieszką montmoryllonitu, zawierająca stosunkowo dużo CaO (47,2%) wzbogacona jest w stosunku do wapienia z kontaktu w: P (8-krotnie) i S (około

4-krotnie) oraz Ti, Al, Sr i F. Ze strefy tej odprowadzone natomiast zostały znaczne ilości K (około 15-krotne zubożenie w stosunku do wapienia z kontaktu) oraz pewne ilości Si, Mn, As, Ba, Cr, Cu, Pb, Rb, V, Zn i Zr. Pobrana również ze strefy kontaktu próbka nr 3 charakteryzuje się odmiennym od próbki nr 2 składem mineralnym i chemicznym. Zbudowana jest z kwarcu, kalcytu oraz minerałów ilastych (montmoryllonitu, kaolinitu i illitu). W jej składzie chemicznym dominuje SiO_2 , CaO i Al_2O_3 ze stosunkowo wysokimi zawartościami Pb, Zn, Cd, Cu, Sn, W, Ag, Th, U oraz wyższymi niż wapieniach zawartościami REE (tab. 4). Świadczy to o tym, że towarzyszące wylewom lawy roztwory hydrotermalne zawierały metale. Niewielka zawartość S w tej próbce sugeruje, iż metale te wchodziły w struktury minerałów ilastych.

Chodyniecka (1967) stwierdziła w strefie kontaktu wapienia z nefelinitem występowanie wollastonitu, wezuwianu i rodzimego tlenku wapnia, co sugeruje, że temperatura lawy była wysoka, a chłodzenie wolne. Lawa ta wypływała prawdopodobnie z niewielkiej głębokości.

PIASKOWCE:

W zachodniej części kamieniołomu, w obrębie nefelinitów występują słabo scementowane piaskowce cenomańskie. Piaskowce te zbudowane są głównie z kwarcu, domieszek ortoklazu i oligoklazu (często przeobrażonych w serycyt) i akcesorycznych: cyrkonu i granatu (Chodyniecka 1967). Wyniki analizy chemicznej próbki tych piaskowców przedstawia tabela nr 6. Piaskowiec ten zawierający 80,1% SiO_2 i 7,7% CaO, charakteryzuje się niskimi zawartościami Na_2O , TiO_2 , Al_2O_3 , MnO, MgO, S, Zr oraz Y i REE. Piaskowce z Góry Świętej Anny charakteryzują się wyższymi od typowych piaskowców (Turekian i Wedepohl 1961; Polański 1988) zawartościami P_2O_5 , Sr, Cr oraz w mniejszym stopniu As i Cu.

KONTAKT NEFELINITU Z PIASKOWCAMI:

Wyniki analizy chemicznej próbki piaskowca z kontaktu z nefelinitem przedstawiono w tabeli nr 7. Piaskowce te pod względem składu chemicznego różnią się zasadniczo od piaskowców położonych z dala od intruzji. Roztwory hydrotermalne towarzyszące wylewom lawy spowodowały odprowadzenie z piaskowca SiO_2 (spadek zawartości do 53,8%), doprowadziły natomiast znaczne ilości Na, Mn, Mg, Ni (ponad 10-krotny wzrost zawartości), Fe (5-krotny wzrost zawartości), Ba, Sr (4-krotny wzrost zawartości) oraz w mniejszym stopniu Al, Ti, Ca, P, Co, Cu, Ga, Hf, Nb, Rb, U, Th, V, Zn i Zr. W próbce piaskowca z kontaktu stwierdzono także około 10-krotnie wyższe zawartości REE niż w piaskowcach nieprzeobrażonych. Potwierdza to tezę, że towarzyszące wylewom lawy roztwory hydrotermalne były zmineralizowane. Chodyniecka (1967) stwierdziła występowanie sylimanitu na kontakcie nefelinitu z piaskowcami, co pozwala wnioskować, że temperatura lawy była wysoka.

JASPIIS:

W obrębie wapieni karchowickich, blisko kontaktu z nefelinitem występuje soczewa jaspisu, uważana za przejaw działalności hydrotermalnej (Niedźwiedzki 1994). Wyniki analizy chemicznej próbki jaspisu przedstawiono w tabeli 8. Skała ta zbudowana jest z kwarcu (78,4% SiO_2) z domieszkami goetytu (16,5% Fe_2O_3). Na uwagę zasługuje obecność w składzie jaspisu stosunkowo wysokich zawartości As (93 ppm), Cu (100 ppm), Zn (917 ppm), W (3,7 ppm), Te (0,1 ppm) i V (849 ppm), co potwierdza tezę, że związane z działalnością wulkaniczną roztwory hydrotermalne wzbogacone były w metale.

KONTAKT WAPIENI Z JASPISEM:

Wyniki analizy chemicznej próbki wapienia pobranego z kontaktu z soczewą jaspisu przedstawia tabela nr 9. Skład chemiczny tego wapienia nie odbiega w sposób zasadniczy od składu wapienia karchowickiego (tab. 4). W próbce wapienia z kontaktu obserwuje się niższe zawartości MnO, K₂O i V oraz wyższe niż w wapieniach położonych z dala od kontaktu zawartości S, Ni, W i Ag.

WAPIENIE WARSTW GOGOLIŃSKICH:

Wyniki analiz chemicznych próbki wapienia gogolińskiego, pobranego w dolinie Krowioka przedstawiono w tabeli nr 10. Wapień warstw gogolińskich jest mniej czysty chemicznie od wapieni górażdzańskich i karchowickich. Zawiera on mniejszą ilość CaO (49,33%; górażdzańskie i karchowickie około 55%) i większą ilość SiO₂ (6,93%, górażdzańskie i karchowickie od 1,02 do 1,57%). W porównaniu do wapieni typowych (Turekian i Wedepohl 1961; Polański 1988) wapień gogoliński, podobnie jak górażdzańskie, zawierają większe ilości Cd, As i F oraz nieco większe ilości V, K₂O, i Zr.

WAPIENIE WARSTW GÓRAŻDŻAŃSKICH:

Wyniki analiz chemicznych próbki wapienia górażdżańskiego przedstawiono w tabeli nr 11. Wapień ten jest wapieniem bardzo czystym, poza kalcytem zawiera niewielkie domieszki innych minerałów. Charakteryzuje się on dużą zawartością CaO (54,9%), niską zawartością SiO₂ (1,02%) i niską zawartością pozostałych składników. Jedynymi składnikami, których zawartości są nieco wyższe w badanej próbce niż w typowych wapieniach (Turekian i Wedepohl 1961; Polański 1988) są: As (4-krotne wzbogacenie), F (3-krotne wzbogacenie) oraz Cd i V.

WAPIENIE WARSTW TEREBRATULOWYCH:

Wyniki analizy chemicznej próbki wapienia warstw terebratulowych przedstawiono w tabeli nr 12. Skały te charakteryzują się najniższą ze wszystkich badanych węglanów z okolic Góry Świętej Anny zawartością CaO (47,47% i najwyższymi zawartościami SiO₂ (9,33%), TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, Sr, V, Zr oraz Cr, Ni, Cu, La i Th. W porównaniu do wapieni typowych (Turekian i Wedepohl 1961; Polański 1988) wapień warstw terebratulowych, podobnie jak inne wapień z Góry Świętej Anny, zawierają większe ilości Cd, As, F i V oraz nieco większe ilości K₂O, i Zr (za wyjątkiem warstw karchowickich i górażdzańskich).

Porównanie zawartości pierwiastków ziem rzadkich (REE) w próbkach nefelinitów z Góry Świętej Anny do rozkładów ich zawartości w bazaltach oceanicznych i śródoceanicznych grzbietów oraz bazaltów kontynentalnych wskazuje na silne frakcjonowanie między LREE a HREE w nefelinitach z Góry Świętej Anny, co świadczy o ich kontynentalnym pochodzeniu.

Na podstawie składu chemicznego Chodyniecka (1967) zaliczyła nefelinity z Góry Świętej Anny do silnie zasadowych skał atlantyckiego szeregu magmowego i wykazała, że są one komagmowe z innymi bazaltami Dolnego Śląska. W porównaniu do typowych bazaltów (Turekian i Wedepohl 1961; Polański 1988) nefelinity z Góry Świętej Anny charakteryzują się wyższymi zawartościami Cd, Nb, P i nieco wyższymi zawartościami Cr, Ni, Hf, Th, U, Zr i Sr, zawierają natomiast niższe zawartości S, F i nieco niższe Cu.

Procesy wietrzeniowe powodowały wynoszenie z nefelinitów alkaliów: Na (znaczny ubytek), K oraz Ca, Mg, Ba, Sr i w mniejszym stopniu V i Cr. W porównaniu do świeżej skały zwietrzelina wzbogacona jest w Mn oraz Y i pierwiastki REE o niższych masach atomowych (od La do Er). Według Chodynieckiej (1967) wietrzenie nefelinitów z Góry

Świętej Anny zachodziło w klimacie ciepłym i wilgotnym w środowisku alkalicznym, o czym świadczy powszechna obecność montmoryllonitu. Lokalnie, gdy środowisko było bardziej kwaśne, powstawał kaolinit.

Skład chemiczny brekcji tufowo-lawowej różni się znacznie od składu lawy nefelinitowej. W brekcji obserwuje się znacznie niższe (około 10-krotnie) zawartości Na niż w nefelinicie, co powoduje, że w brekcji, w przeciwieństwie do nefelinitu, K_2O przeważa nad Na_2O . Brekcja charakteryzuje się ponadto znacznie niższymi od nefelinitu zawartościami Mg, Ca, Rb oraz niższymi zawartościami V, Sc, Y i wszystkich REE. Próbką brekcji zawiera natomiast znacznie wyższe od próbek nefelinitu zawartości Sr oraz nieco wyższe zawartości SiO_2 , P i Zr.

Znaczna różnica w składzie chemicznym skał z kontaktu nefelinitu (zarówno wapieni, jak i piaskowców) oraz obecność w tych skałach podwyższonych ilości Pb, Zn, Cd, Cu, Sn, W, Ag, Th, U świadczy o tym, że wylewom lawy towarzyszyły pomagmowe procesy hydrotermalne powodujące mineralizację skał otaczających. Tezę tą potwierdza obecność wysokich zawartości As, Cu, Zn, W, i Te w uważanej za przejaw działalności hydrotermalnej soczewie jaspisu, występującej w obrębie wapieni karchowickich.

Analiza składu chemicznego węglanów z Góry Świętej Anny wykazała, że najczystszy chemicznie wapienie są wapienie warstw górażdzańskich i karchowickich, największą ilością domieszek charakteryzują się natomiast węglany warstw terebratulowych.

Tabela nr 1

Wyniki analiz chemicznych bazaltów

numer	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	(SO ₃)	(Cl)	(F)	LOI	SUMA
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1	40.04	2.699	10.86	12.88	0.184	11.77	12.94	2.93	0.73	1.026	0.01	0.038	<0.01	3.51	99.47
2	40.80	2.708	11.09	13.03	0.193	12.09	12.37	3.75	1.09	1.045	<0.01	0.037	<0.01	1.49	99.46
3	41.83	2.420	10.95	12.76	0.183	12.51	11.58	3.96	0.96	0.929	<0.01	0.040	<0.01	1.59	99.46

numer	Ag	As	Ba	Br	Co	Cr	Cu	Ga	Hf	Mo	Nb	Ni
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
1	0,3	7	569	4	39	433	43	18	6	4	81	269
2	0,3	5	654	5	42	396	51	19	4	5	83	243
3	<0,3	6	577	5	42	425	49	17	7	3	76	323

numer	Pb	Rb	Sr	Bi	Th	U	V	Zn	Zr	Cd	Sn	W	Te
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
1	<3	23	1119	<3	7	2	196	113	296	9	2	0,4	<0,1
2	<3	33	1133	<3	8	3	215	111	300	7	2	0,9	<0,1
3	4	24	1037	<3	10	4	183	103	259	6	<2	1,4	<0,1

numer	Sc	Y	La	Ce	Pr	Nd	Eu	Sm	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56
1	23,1	28,9	72,4	153,8	15,8	64,3	3,87	12,30	10,68	1,37	7,08	1,19	2,87	0,32	1,79	0,24
2	23,1	28,9	72,4	153,7	15,8	65,1	3,88	12,43	10,72	1,36	7,20	1,17	2,77	0,32	1,80	0,24
3	21,7	26,7	74,9	151,3	15,0	60,1	3,58	11,41	9,85	1,24	6,67	1,12	2,66	0,31	1,74	0,24

Wyniki analiz chemicznych zwietrzliny bazaltów

numer	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	(SO ₃)	(Cl)	(F)	LOI	SUMA
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1	40.44	2.663	11.13	13.04	0.214	8.71	9.73	1.85	0.62	1.015	<0.01	0.032	<0.01	10.26	99.47

numer	Ag	As	Ba	Br	Co	Cr	Cu	Ga	Hf	Mo	Nb	Ni
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
1	0,4	7	476	5	33	297	48	18	7	3	79	260

numer	Pb	Rb	Sr	Bi	Th	U	V	Zn	Zr	Cd	Sn	W	Te
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	38	40
1	<3	29	843	<3	9	4	166	133	288	8	<2	0,9	<0,1

numer	Sc	Y	La	Ce	Pr	Nd	Eu	Sm	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	46
1	24,7	29,6	78,9	167,1	17,3	70,9	4,25	13,59	11,33	1,43	7,60	1,24	2,92	0,33	1,87	0,24

Wyniki analizy chemicznych brekcji tufowo-lawowej

numer	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	(SO ₃)	(Cl)	(F)	LOI	SUMA
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1	42.60	2.467	10.30	12.16	0.183	2.49	4.53	0.34	0.78	1.260	<0.01	0.024	<0.01	21.79	98.71

numer	Ag	As	Ba	Br	Co	Cr	Cu	Ga	Hf	Mo	Nb	Ni
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
1	<3	7	477	5	37	308	46	20	6	2	70	260

numer	Pb	Rb	Sr	Bi	Th	U	V	Zn	Zr	Cd	Sn	W	Te
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
1	<3	<2	8483	<3	8	<2	111	109	405	6	3	0,6	<0,1

numer	Sc	Y	La	Ce	Pr	Nd	Eu	Sm	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
	41	42	43	44	45	46	47	47	49	50	51	52	53	54	55	56
1	18,9	23,9	55,8	118,3	12,4	51,0	3,11	9,84	8,59	1,10	5,62	0,94	2,28	0,27	1,53	0,21

Wyniki analiz chemicznych wapienia karchowickiego

numer	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	(SO ₃)	(Cl)	(F)	LOI	SUMA
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1	1.57	0.026	0.20	0.32	0.124	0.37	55.00	0.04	0.04	0.044	<0.01	0.014	0.13	42.11	100.00

numer	Ag	As	Ba	Br	Co	Cr	Cu	Ga	Hf	Mo	Nb	Ni
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
1	<3	4	<10	4	<5	27	14	<3	<3	<2	<2	<3

numer	Pb	Rb	Sr	Bi	Th	U	V	Zn	Zr	Cd	Sn	W	Te
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
1	22	10	221	<3	<3	3	79	100	11	8	<2	0,1	<0,1

numer	Sc	Y	La	Ce	Pr	Nd	Eu	Sm	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56
1	0,8	2,0	2,4	4,7	0,6	2,1	0,10	0,44	0,42	0,06	0,37	0,07	0,19	-0,05	0,15	<0,05

Wyniki analiz chemicznych skał z kontaktu wapieni z bazaltami

numer	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	(SO ₃)	(Cl)	(F)	LOI	SUMA
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1	15.32	0.070	0.79	1.51	0.055	1.07	44.36	0.05	0.53	0.069	<0.01	0.015	0.05	36.03	99.91
2	6.85	0.158	1.25	1.53	0.039	1.33	47.18	0.05	0.03	0.467	0.04	0.014	0.10	40.97	99.99
3	42.53	0.893	14.45	2.29	0.016	1.24	14.69	0.09	0.78	0.080	<0.01	0.018	0.03	22.69	99.78

numer	Ag	As	Ba	Br	Co	Cr	Cu	Ga	Hf	Mo	Nb	Ni
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
1	0,3	15	34	3	<5	53	51	<3	4	<2	2	19
2	<0,3	4	<10	4	<5	17	38	4	<3	<2	7	24
3	1,0	11	51	3	<5	117	59	14	8	<2	16	30

numer	Pb	Rb	Sr	Bi	Th	U	V	Zn	Zr	Cd	Sn	W	Te
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
1	55	26	54	<3	<3	3	53	500	76	10	<2	0,4	<0,1
2	27	10	100	<3	<3	3	24	221	25	7	<2	0,5	<0,1
3	323	48	333	5	13	7	128	379	252	14	3	1,9	<0,1

numer	Sc	Y	La	Ce	Pr	Nd	Eu	Sm	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56
1	1,6	5,3	8,6	17,1	2,1	8,2	0,29	1,63	1,43	0,20	1,12	0,21	0,60	0,07	0,46	0,07
2	2,1	5,3	7,4	11,7	1,5	5,7	0,28	1,06	0,98	0,13	0,77	0,15	0,46	0,06	0,36	0,05
3	12,8	13,1	35,4	83,5	8,7	33,8	1,21	6,55	4,96	0,66	3,47	0,60	1,68	0,22	1,52	0,23

Wyniki analiz chemicznych piaskowca

numer	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	(SO ₃)	(Cl)	(F)	LOI	SUMA
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1	80.08	0.059	1.37	1.53	0.007	0.50	7.72	0.09	1.19	5.567	<0.01	0.031	0.35	1.61	100.08

numer	Ag	As	Ba	Br	Co	Cr	Cu	Ga	Hf	Mo	Nb	Ni
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
1	<0,3	4	105	3	<5	193	9	4	<3	<2	2	10

numer	Pb	Rb	Sr	Bi	Th	U	V	Zn	Zr	Cd	Sn	W	Te
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
1	6	49	147	<3	3	<2	88	7	47	<3	2	0,2	<0,1

numer	Sc	Y	La	Ce	Pr	Nd	Eu	Sm	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56
1	0,9	2,7	5,5	10,9	1,3	5,1	0,24	0,98	0,78	0,11	0,56	0,10	0,25	<0,05	0,18	<0,05

Tabela 7

Wyniki analiz chemicznych piaskowca z kontaktu z bazaltem

numer	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	(SO ₃)	(Cl)	(F)	LOI	SUMA
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1	53.80	1.229	4.34	6.70	0.085	5.31	15.04	1.33	1.19	7.531	<0.01	0.029	0.44	2.86	99.89

numer	Ag	As	Ba	Br	Co	Cr	Cu	Ga	Hf	Mo	Nb	Ni
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
1	<0,3	5	415	4	19	147	23	11	4	<2	40	116

numer	Pb	Rb	Sr	Bi	Th	U	V	Zn	Zr	Cd	Sn	W	Te
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
1	6	66	623	<3	5	6	151	57	184	4	<2	0,3	<0,1

numer	Sc	Y	La	Ce	Pr	Nd	Eu	Sm	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56
1	10,2	127,6	85,9	73,2	14,5	63,1	3,84	11,24	15,47	1,97	11,60	2,60	6,95	0,70	3,46	0,55

Wyniki analiz chemicznych jaspisu

numer	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	(SO ₃)	(Cl)	(F)	LOI	SUMA
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1	78.35	<0.010	<0.05	16.47	0.075	0.08	0.42	0.04	0.02	0.290	<0.01	0.030	<0.01	4.02	99.54

numer	Ag	As	Ba	Br	Co	Cr	Cu	Ga	Hf	Mo	Nb	Ni
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
1	<0,3	93	<10	4	6	<5	100	<3	4	2	<2	40

numer	Pb	Rb	Sr	Bi	Th	U	V	Zn	Zr	Cd	Sn	W	Te
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
1	42	10	18	<3	<3	3	849	917	16	7	<2	3,7	0,1

numer	Sc	Y	La	Ce	Pr	Nd	Eu	Sm	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56
1	0,6	1,3	1,2	2,5	0,3	1,1	0,08	0,22	0,25	<0,05	0,23	<0,05	0,13	<0,05	0,11	<0,05

Wyniki analiz chemicznych wapienia z kontaktu z jaspisem

numer	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	(SO ₃)	(Cl)	(F)	LOI	SUMA
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1	1.69	0.020	0.24	0.49	0.033	0.62	53.84	0.05	0.02	0.046	0.03	0.014	0.14	42.79	100.02

numer	Ag	As	Ba	Br	Co	Cr	Cu	Ga	Hf	Mo	Nb	Ni
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
1	0,3	<3	<10	4	<5	<5	13	<3	<3	<2	<2	7

numer	Pb	Rb	Sr	Bi	Th	U	V	Zn	Zr	Cd*	Sn*	W	Te
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
1	10	9	207	<3	<3	3	17	107	12	8	<2	0,5	0,1

numer	Sc	Y	La	Ce	Pr	Nd	Eu	Sm	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56
1	0,6	1,5	1,4	2,3	0,4	1,1	0,05	0,22	0,20	<0,05	0,19	<0,05	0,12	<0,05	0,09	<0,05

Wyniki analiz chemicznych wapieni z warstw gogolińskich

numer	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	(SO ₃)	(Cl)	(F)	LOI	SUMA
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1	6.96	0.086	1.55	0.72	0.016	0.82	49.33	0.09	0.52	0.038	0.02	0.018	0.13	39.67	99.96

numer	Ag	As	Ba	Br	Ce	Co	Cr	Cu	Ga	Hf	La	Mo	Nb	Ni
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
1	<0,3	5	<10	4	31	<5	9	<5	<3	<3	<5	<2	2	<3

numer	Pb	Rb	Sr	Bi	Th	U	V	Y	Zn	Zr	Cd*	Sn*	W	Te
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43
1	<3	24	576	<3	<3	4	16	4	4	37	6	<2	0,3	<0,1

Wyniki analiz chemicznych wapienia z warstw górażdżańskich

numer	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	(SO ₃)	(Cl)	(F)	LOI	SUMA
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1	1.02	0.011	0.15	0.35	0.019	0.41	54.92	0.03	0.01	0.027	<0.01	0.012	0.12	42.94	100.02

numer	Ag	As	Ba	Br	Ce	Co	Cr	Cu	Ga	Hf	La	Mo	Nb	Ni
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
1	<0,3	5	<10	4	29	<5	<5	<5	<3	<3	<5	<2	<2	<3

numer	Pb	Rb	Sr	Bi	Th	U	V	Y	Zn	Zr	Cd*	Sn*	W	Te
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43
1	3	9	302	<3	<3	3	14	4	29	11	8	<2	<0,1	<0,1

Wyniki analiz chemicznych wapieni warstw terebratulowych

numer	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	(SO ₃)	(Cl)	(F)	LOI	SUMA
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1	9.33	0.144	2.06	0.82	0.015	0.68	47.47	0.08	0.40	0.038	0.01	0.018	0.07	38.78	99.91

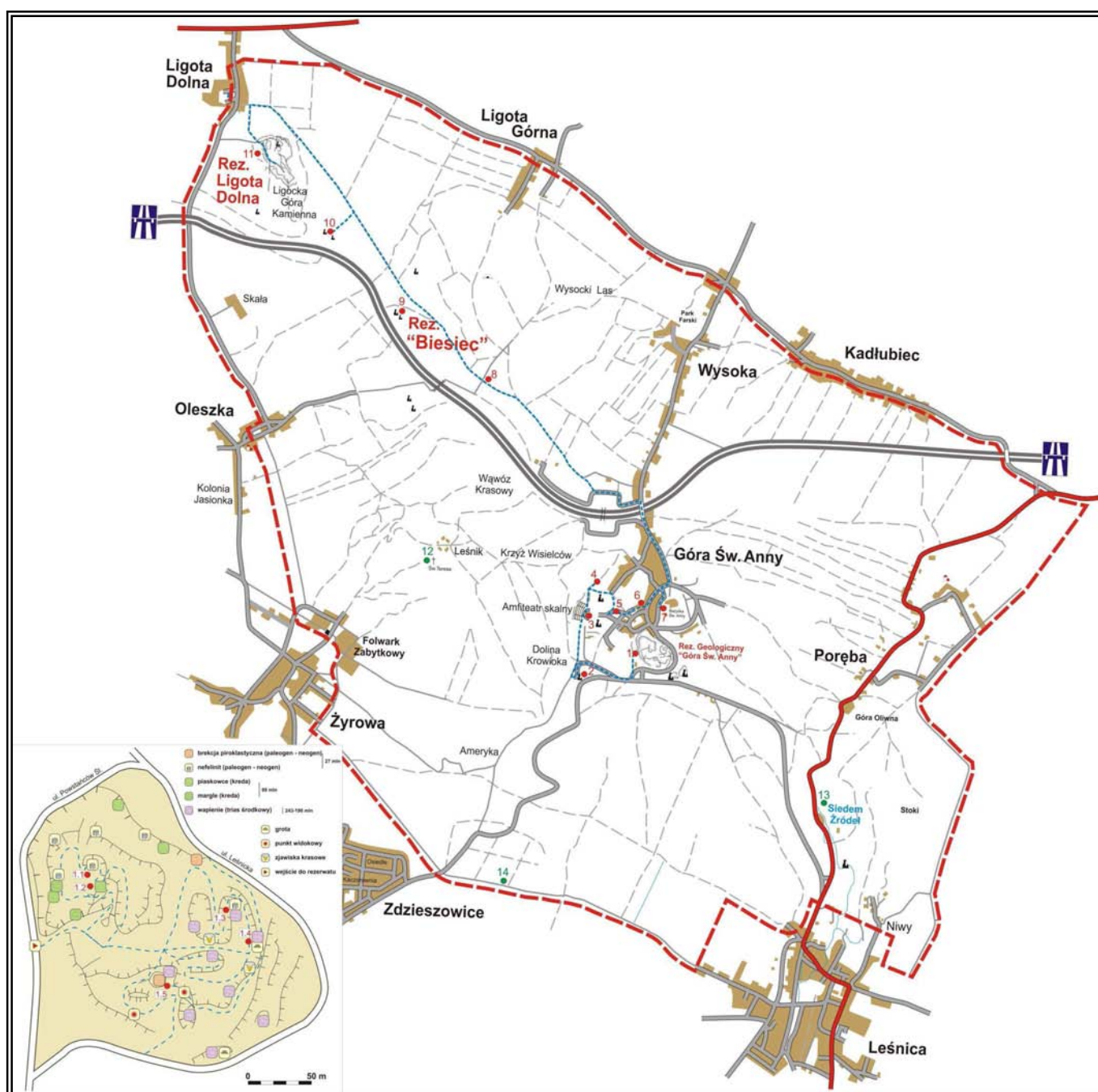
numer	Ag	As	Ba	Br	Ce	Co	Cr	Cu	Ga	Hf	La	Mo	Nb	Ni
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
1	<0,3	5	<10	4	42	<5	19	6	<3	<3	7	<2	3	6

numer	Pb	Rb	Sr	Bi	Th	U	V	Y	Zn	Zr	Cd*	Sn*	W	Te
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43
1	3	20	924	<3	4	2	22	<3	10	50	7	<2	0,3	<0,1

XI PRZEBIEG SZLAKU EDUKACYJNEGO

Proponowana w przedstawionym opracowaniu trasa edukacyjna poprowadzona została z wykorzystaniem istniejących dróg oraz szlaków turystycznych i rowerowych, a także ścieżek przyrodniczych. Aby umożliwić użytkowanie trasy, należy jednak wykonać prace związane z umieszczeniem informacji o jej przebiegu w terenie. Można tu wykorzystać np. bloki skalne w celu trwałego oznakowania drogi, które posadowione w jej kluczowych punktach z naniesionym na nich symbolem w kształcie strzałki wskazującej będą kierunek marszu. Ostateczne oznakowanie (w tym dojścia do niektórych odsłonięć) musi być wykonane w porozumieniu z przedstawicielami PTTK i pracownikami Parków Krajobrazowych „Góra Św. Anny”. Realizacja zadania wymaga również przeprowadzenia wiążących uzgodnień z właścicielami terenów, przez które – zgodnie z założeniami – będzie przebiegał szlak.

Fig. 18. Trasa ścieżki (kolor niebieski) i lokalizacji punktów z tablicami informacyjnymi.



Generalnie, ścieżka łączy dwa kamieniołomy – wapieni w Ligocie Dolnej i nefelinitów na Górze Św. Anny (fig. 18). W sumie wyznaczono 11 punktów, w których planuje się umieścić tablice informacyjne oraz 3 tzw. „geopunkty”. Są one dość oddalone od głównej trasy - najlepiej podjechać do nich samochodem lub na rowerze. Można też zapoznać się z treściami ustawionych tu tablic przy okazji zwiedzania przebiegających w ich okolicy szlaków przyrodniczych i pielgrzymkowych.

GŁÓWNA TRASA:

1. Kamieniołom nefelinitów na Górze Św. Anny
 - 1.1 termiczny cios słupowy
 - 1.2 blok piaskowców cenomanu
 - 1.3 soczewa jaspisu– kontakt wapień/nefelinit
 - 1.4 wapienie karchowickie
 - 1.5 brekcja piroklastyczna
2. Dolina Krowioka – wapienie gogolińskie
3. Kamieniołom „Amfiteatr” – ściana główna
4. Kamieniołom „Amfiteatr” – odsłonięcie za dawnymi toaletami
5. Płyty z *Rhizocorallium*
6. Muszlowiec terbratulowy przy siedzibie PK „Góra Św. Anny”
7. Nefelinity – odsłonięcie przy bazylice
8. Leje krasowe – okolice Trzech Buków
9. Biesiec – odsłonięcie warstw góraždzańskich
10. Ligocka Góra – odsłonięcie warstw góraždzańskich
11. Kamieniołom w Ligocie Dolnej

GEOPUNKTY:

12. Leje krasowe w okolicach dawnego PGR „Leśnik”
13. Wywierzysko „Siedem Źródeł” i martwica
14. Głazy narzutowe

Ścieżka przystosowana jest do ruchu pieszego. Poruszanie się szlakiem na rowerze nie jest zabronione, jednak może sprawiać trudność, gdyż prowadzi ona nieraz stromymi podejściami. Na wędrowkę najlepiej wyruszyć w wygodnym i mocnym, zakrywającym kostkę obuwia. Unikniemy wówczas skaleczeń o ostre krawędzie skał i kamieni. Warto również zabrać ze sobą prowiant. W okolicach kapliczki Św. Huberta (Tablica Nr 8 – Leje krasowe) można urządzić odpoczynek w istniejącym już, przygotowanym do tego celu miejscu z paleniskiem i ławkami. Całkowita długość trasy wynosi około 10 km (Góra Św. Anny – Kamieniołom w Ligocie Dolnej i powrót do punktu wyjścia). Czas zwiedzania około 7 godzin. Treści poszczególnych tablic informacyjnych mają charakter zamknięty. Dzięki temu zwiedzanie można rozpocząć właściwie w dowolnym miejscu i dzielić je na etapy (np. jednodniowe) biorąc pod uwagę czas, jakim dysponujemy oraz indywidualne możliwości kondycyjne.

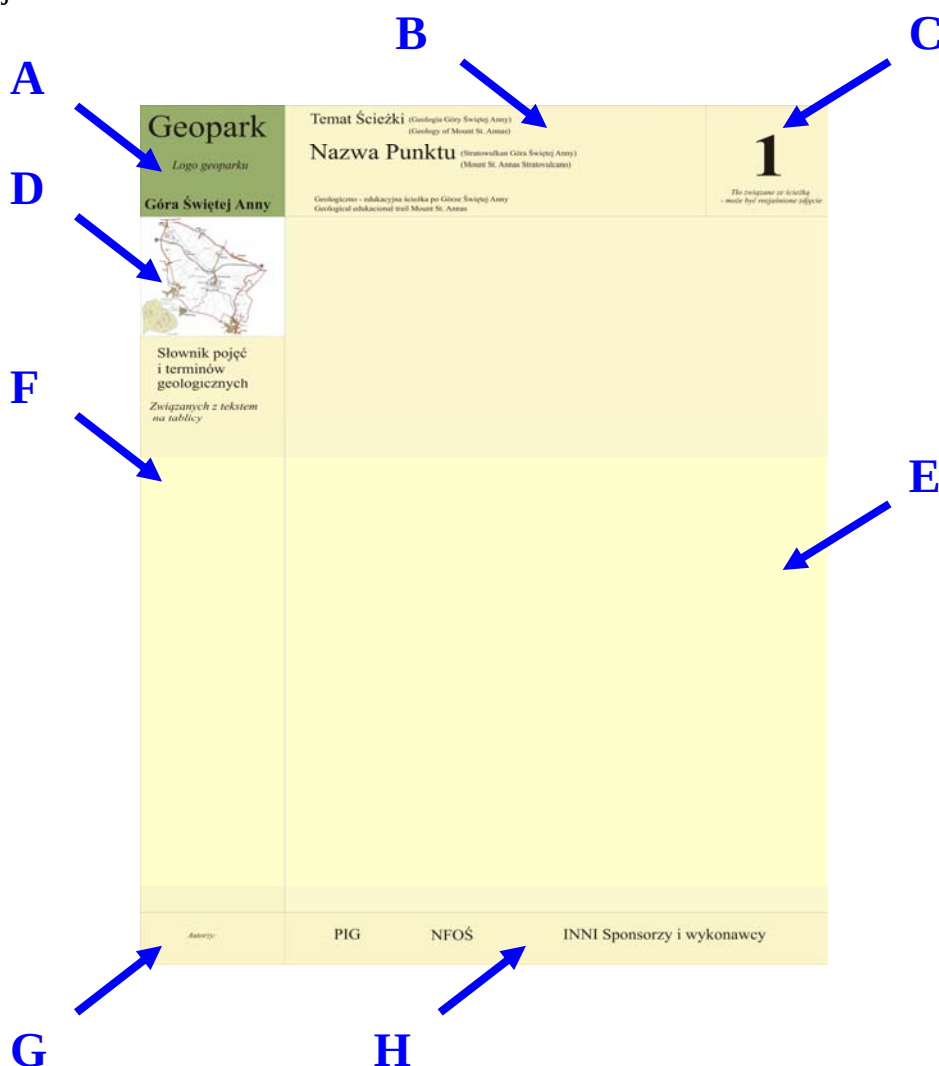
Ścieżka przeznaczona jest przede wszystkim dla młodzieży szkolnej, studentów nauk przyrodniczych, nauczycieli oraz turystów pragnących poszerzyć swoją wiedzę o odwiedzanym regionie. Mamy nadzieję, że przeprowadzone lekcje przyrody, czy też geografii z wykorzystaniem planowanego szlaku edukacyjnego, przyczynią się do promowania odpowiedzialnych postaw wobec środowiska przyrodniczego, szczególnie wśród najmłodszych przedstawicieli naszego społeczeństwa. Proponujemy też, aby ścieżka objęta została opieką przez społeczność uczniowską (szkołę) z okolic Góry Św. Anny. Wpłynie to

również na zmianę postawy miejscowej ludności wobec dziedzictwa przyrodniczego i wzbudzi poczucie tzw. patriotyzmu lokalnego.

XII TABLICE EDUKACYJNE

W projekcie przewidziano wykonanie i postawienie 18 tablic informacyjnych o wymiarach 72 cm x 100 cm oraz 2 większych tzw. tablic głównych (200 cm x 110 cm). Pierwsza z nich zawierać będzie plan kamieniołomu nefelinitu z zaznaczoną trasą zwiedzania (rezerwat geologiczny), a także informacje dotyczące historii badań geologicznych prowadzonych w rejonie Góry Św. Anny oraz krótką notę biograficzną Paula Assmanna. Przygotowana przez nas wersja (zaktualizowany tekst i odświeżona szata graficzna), może zastąpić istniejącą czarno-białą tablicę, która znajduje się obecnie przed wejściem do wyrobiska. Na drugiej przedstawione zostaną mapy geologiczne rejonu objętego granicami planowanego Geoparku. Dobrym miejscem jej lokalizacji mogłaby być ściana boczna budynku siedziby Parków Krajobrazowych „Góra Św. Anny”. Ostateczną decyzję dotyczącą posadowienia w/w tablicy musi jednak podjąć dyrekcja parków.

Powierzchnia podstawowych tablic informacyjnych podzielona została na kilka obszarów. Są to pola, w których umieszczane będą: (A) logo Geoparku; (B) nazwy poszczególnych punktów; (C) numery kolejnych tablic; (D) uproszczony plan całej ścieżki; (E) treść merytoryczna; (F) słownik pojęć i terminów; (G) skład autorski; (H) część informacyjno-reklamowa.



Geopark powinien mieć swoje logo, które kojarzyć się będzie jednoznacznie z miejscem jego lokalizacji. W naszym projekcie staraliśmy się połączyć trzy najważniejsze elementy, związane z rejonem Góry Św. Anny. Jest to wulkan i liliowiec oraz młotek geologiczny, który podkreślić ma charakter obiektu i zachęcić do jego zwiedzania szczególnie miłośników szeroko pojętych nauk o Ziemi.



Punkty dokumentacyjne – odsłonięcia, nieczynne kamieniołomy, ciekawe obiekty nie są równomiernie rozłożone w obrębie projektowanego Geoparku. W związku z tym nie jest możliwe poprowadzenie trasy oraz ustawienie tablic z zachowaniem ciągłości następstwa geologicznego poszczególnych formacji skalnych. Nadane przez nas numery na poszczególnych planszach należy traktować jako propozycje ich lokalizacji, którą można ewentualnie zmienić w fazie realizacji projektu. Z powyższego powodu, świadomie też, nie podajemy na tablicach czasów przejść do kolejnego punktu oraz kierunku, w którym należy się udać, aby go osiągnąć. Oznaczenia te wprowadzić należy dopiero po ustaleniu pozycji danej tablicy w części wydzielonego obszaru (H) – pole informacyjno-reklamowe.

W treści merytorycznej tablic zawarto najciekawsze wyniki przeprowadzonych badań geologicznych oraz dane uzyskane podczas opisu odsłonień w ramach prac terenowych. Całość przedstawiono w sposób popularno-naukowy, a wszystkie trudniejsze słowa (określenia geologiczne) pojawiające się w opisach, objaśnione zostały w ramach „słownika pojęć i terminów” – pole (F). Pomimo pewnych uproszczeń, staraliśmy się, aby tekst zachował wysoki poziom merytoryczny, był interesujący dla wszystkich oraz odpowiednio zilustrowany. Umiejętny i przemyślany dobór planszy oraz fotografii dokumentacyjnych w połączeniu z obserwacją danego obiektu „*in situ*”, oddziaływać powinno na wyobraźnię osób zwiedzających Geopark i sprzyjać przyswajaniu wiedzy znacznie skuteczniej, niż w oparciu o suche informacje zawarte w podręcznikach.

Uzupełnieniem tablic edukacyjnych jest przygotowany przez nas folder, który wspomagać będzie turystów w zwiedzaniu Geoparku. Oprócz uproszczonej mapy z zaznaczonymi punktami dokumentacyjnymi, zawierać będzie krótkie opisy wyznaczonych odsłonień i obiektów. Ma on charakter reklamowy – fragmenty przygotowanych tekstów mają zachęcić wszystkich do odwiedzenia poszczególnych miejsc, w których turyści uzyskają pełną informację dotyczącą danego obiektu.

Wydruki projektów tablic (format A3) oraz folderu reklamowego zamieszczono w załączniku 3. Wersje w wymiarach rzeczywistych znajdują się na płycie CD.

PODSUMOWANIE:

Góra Św. Anny i jej okolice, z uwagi na skupienie na stosunkowo niewielkiej powierzchni (około 29 km²) różnorodnych zjawisk geologicznych, ma doskonałe predyspozycje, by stać się jednym z ważniejszych punktów geoturystycznych w Polsce. Obszar ten spełnia wszystkie warunki pozwalające na utworzenie geoparku – ma zdefiniowane granice (zał. 2), zawiera liczne obiekty o wysokich walorach geologicznych – wartościowe dla geoturystyki i szeroko pojętej edukacji, które zostały udokumentowane w ramach przedstawionego opracowania. Za utworzeniem w rejonie Góry Św. Anny Geoparku przemawiają również dodatkowo atuty przyrodnicze, historyczne (w tym liczne stanowiska archeologiczne) oraz kulturowe. Planowanemu przedsięwzięciu sprzyja też dobrze rozwinięta baza noclegowa (Dom Pielgrzyma, Schronisko Młodzieżowe, Zajazd Pod Górą Chełmską) i turystyczno-informacyjna (Siedziba Parków Krajobrazowych „Góra Św. Anny”, Punkt Informacji Turystycznej).

Realizacja „Geoparku” przyczyni się do wykorzystania stanowisk geologicznych do celów edukacji przyrodniczej w regionie, poprawi poziom nauczania w zakresie nauk o Ziemi i ochrony środowiska. Odkrywanie tajemnic Ziemi, zapoznanie się z treścią planowanych tablic (ścieżka edukacyjna), a także bliski kontakt z geologią w terenie, pozwoli rozbudzić, szczególnie wśród młodego pokolenia, chęć poznania najbliższego otoczenia i świata. Będzie też atrakcyjnym miejscem przeprowadzenia lekcji przyrody lub geografii, które na długo zapadną w pamięci młodzieży. Lekcje prowadzone z wykorzystaniem ścieżki dydaktycznej, w której uwypuklone zostaną zagadnienia przede wszystkim georóżnorodności i przemian środowiska w historii geologicznej regionu, przyczynią się też do promowania odpowiedzialnych postaw wobec wykorzystania środowiska i antropogenicznej ingerencji.

Z ekonomicznego punktu widzenia planowana ścieżka edukacyjna spowodować może wzrost atrakcyjności turystycznej regionu, a zatem wpłynie pozytywnie na jego rozwój gospodarczy.

Realizacja ścieżki wymaga przeprowadzenia wiążących uzgodnień z właścicielami terenów, przez które – zgodnie z założeniami – będzie przebiegać szlak. Aby umożliwić użytkowanie ścieżki, należy wykonać prace związane z umieszczeniem informacji o przebiegu szlaku i danych merytorycznych o obiektach dokumentacyjnych. W ramach tego wykonane być muszą następujące prace:

- umieszczenie bloków skalnych i/lub tabliczek w kluczowych punktach ścieżki w celu trwałego oznakowania symbolem szlaku ze strzałką wskazującą kierunek marszu;
- instalacja tablic informacyjnych w poszczególnych punktach ścieżki.

Czynności te należy wykonać w fazie rzeczywistej realizacji projektu w porozumieniu z pracownikami Parków Krajobrazowych „Góra Św. Anny” oraz przedstawicielami PTTK. Należy też pamiętać o odpowiednim zabezpieczeniu obiektów – postawienie barierek przy krawędziach kamieniołomów lub przy strefach zagrożonych obrywami skalnymi; utwardzenie płytami kamiennymi lub kłocami drewnianymi odcinków ścieżki przebiegających po luźnym, osypującym się gruzowisku oraz w miejscach stromych podejść (sposstrzeżenia zawarte w Kartach Inwentaryzacyjnych Odsłoneń oraz opisach obiektów włączonych w trasę edukacyjną).

Na szczególną ochronę zasługują dwa, opisane w ramach opracowania obiekty – soczewa jaspisu (na terenie rezerwatu geologicznego) oraz wystąpienie martwicy w okolicach Leśnicy. Biohermę martwicy wapiennej w Leśnicy należy otoczyć bezwzględna ochroną. Jest to rzadki przykład wystąpienia wapieni słodkowodnych, unikatowy nawet w skali kraju. Mimo wysokiej oceny naukowej i dydaktycznej wychodni, proponujemy nie włączać ich do przebiegu projektowanej ścieżki edukacyjnej w ramach Geoparku „Góra Św. Anny” i utajnić miejsce lokalizacji biohermy. Powinno to przynajmniej częściowo ograniczyć nielegalną (rabunkową) eksploatację martwicy prowadzoną przez nieodpowiedzialnych kolekcjonerów

skamieniałości. Informacje dotyczące najciekawszych fragmentów odsłonięcia zawarte będą w treści przygotowywanej tablicy edukacyjnej, którą planuje się ustawić w okolicach wywierzyska „Siedem Źródeł”.

XIII SPIS LITERATURY

- AHLBURG J., 1906 – Die Trias im sudlichen obereschlesien. Abh. Preuss. Geol. L-A. Neue Folge 50. Berlin.
- ASSAMANN P., 1913 – Beitrag zur Kenntniss der Stratigraphie des obereschlesischen Muschelkalkes. Jahrb. Preuss. Geol. L-A. 34, 2. Berlin.
- ASSAMANN P., 1926 – Die Tiefbohrung Oppeln. Jahrb. Preuss. Geol. L-A. (für 1925). 46. Berlin.
- ASSAMANN P., 1929 – Die Tiefbohrung Leschna und ihre Bedeutung für die Stratigraphie der obereschlesischen Trias. Jahrb. Preuss. Geol. L-A. 50. Berlin.
- ASSAMANN P., 1932a - Erläuterungen zu Blatt Leschnitz. Geologische Karte von Preussen., 52 ss. Berlin.
- ASSAMANN P., 1932b – Die Stratigraphie der Oberschlesischen Trias. Der Buntsandstein. Jb. Preuss. Geol. Landesanst.
- ASSAMANN P., 1933 - Die Stratigraphie der obereschlesischen Trias. Teil I. Der Buntsandstein. Jahrb. Preuss. Geol. L-A. (für 1932). 53. Berlin.
- ASSAMANN P., 1944 – Die Stratigraphie der obereschlesischen Trias. Teil II, Der Muschelkalk. Abh. Reichsamts Bodenforsch., 208: 1-124. Berlin.
- ASSAMANN P., CRAMER R., 1929 – Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern 1:25 000, Blatt Leschnitz. Berlin. Preuss. Geol. Landesanst.
- BADORA K., 2008 – Plan ochrony Parku Krajobrazowego „Góra Świętej Anny”. Operat ochrony zasobów abiotycznych. Warszawa, Opole, Wrocław.
- BIEDA F., 1966 – Paleozoologia. T 1, Część ogólna – bezkręgowce. Wydawnictwa Geologiczne. Warszawa
- BIRKENMAJER K., 1967 – Bazalty dolnośląskie jako zabytki przyrody nieożywionej. Rocz. Ochr. Przyr. Nr 32. Kraków.
- BIRKENMAJER K., 1974a – Góra Św Anny – kamieniołom nefelinitu. W: Przewodnik XLVI Zjazdu PTG Opole 12-17.09.1974. Warszawa.
- BIRKENMAJER K., 1974b – Trzeciorzędowa formacja bazaltowa okolic Opola. W: Przewodnik XLVI Zjazdu PTG Opole 12-17.09.1974. Warszawa.
- BIRKENMAJER K., JELEŃSKA M., KĄDZIOŁKO-HOFMOKL M., KURCZYK J., 1977 – Age of deep-seated fracture zones in Lower Silesian (Poland), based on K-Ar and palaeomagnetic dating of Tertiary basalts. Ann. Soc. Geol. Pol., 47, 4: 545-552.
- BIRKENMAJER K., PÉCSKAY Z., 2002 - Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. Bull. Pol. Ac. Sci., 50 (1): 31-50.
- BODA P., 1990 – Dokumentacja wytypowanych obiektów geologicznych na terenach Opolskich Parków Krajobrazowych. Maszynopis, ZOPK, „Góra Św. Anny”.
- BODZIOCH A., 1983 – Biostratigraphy and sedimentary environment of the Echinoderm – sponge biostromes in the Karchowice Beds, Middle Triassic of the Upper Silesia. Ann. Soc. Geol. Pol. Vol. 59 nr 3-4.
- BODZIOCH A., 1987 – Uwagi o pochodzeniu Góry Św. Anny. Przeg. Geogr., LIX, 3: 379-384.
- BODZIOCH A., 1989 - Biostratigraphy and sedimentary environment of the echinoderm – sponge biostromes in the Karchowice Beds, Middle Triassic of Upper Silesia. Ann. Soc. Geol. Pol., 59 (3-4): 331-346.

- BOGACZ K., DŻUŁYŃSKI S., GRADZIŃSKI R., KOSTECKA A., 1968 - O pochodzeniu wapieni gruzłowych w wapieniu muszlowym. *Rocz. PTG*, 38: 385 - 394.
- CHODYNIECKA L., 1967 – Bazalt z Góry Św. Anny. *Pr. Miner.*, 8: 1-56.
- DZIK J., SULEJ T., 2004 – Pierwszy polski dinozaur. 80 str. Śląskie Wydawnictwo ADAN, Opole.
- ECK H., 1863 – Karte des Triasgebietes zwischen Krappitz, Stubendorf, Himmelwitz und Leschnitz. *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.* 56. Berlin.
- GOŁĄBEK W., 2009 – Na ścieżce geoturystycznej wokół Góry Św. Anny (lekcje w terenie). *Geografia w szkole*, 3/2009, s. 19-30.
- GÜRICH G., 1887 – Über des Boruschowitzer Mergelschiefer. *Jahresberichte der Schles. Ges. (für 1886)*. 64. Breslau.
- HAGDORN H., GŁUCHOWSKI E., 1993 - Palaeobiogeography and stratigraphy of Muschelkalk Echinoderms (Crinoidea, Echinoidea) in Upper Silesia. [W:] Hagdorn H. (red.), *Muschelkalk, Schöntaler Symp.* 1991, Stuttgart, Korb.: 165-176.
- JANIKOWSKA-SKWARA J., 1980 – Górny Śląsk i Zagłębie Dąbrowskie (Panorama turystyczna). 219 str. Krajowa Agencja Wydawnicza. Warszawa.
- KLECZKOWSKI A. S., red., 1990 - Mapa obszarów głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony, skala 1:500 000, z objaśnieniami AGH Kraków.
- KOTLICKI S., 1973 – Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski, ark. Strzelce Opolskie. Wyd. Geol. Warszawa.
- KOTLICKI S., 1974 – Stratigraphic position of the Triassic sediments in the Upper Silesian. *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Terre*. V. 22, no 3/4.
- KOTLICKI S., 1975 – Budowa geologiczna Masywu Góry Św. Anny. *Kwart. Geol.*, T. 18, z. 7. Warszawa.
- KOTLICKI S., 1979 – Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Gliwice. Wyd. B. Inst. Geol. Warszawa.
- KOTLICKI S., KUBICZ A., MORYCOWA E., ZAWIDZKA K., 1974 – Wapień muszlowy Śląska Opolskiego. W: *Przewodnik XLVI Zjazdu PTG Opole 12-17.09.1974*. Warszawa.
- KOTLICKI S., KOTLICKA G.N., 1980 – Objasnienia do Mapy geologicznej Polski 1:200000, ark. Gliwice, PIG Warszawa: 1-83.
- KOWAL M., 2003 – Stan badań nad litostratygrafią i sedymentacją formacji gogolińskiej (dolny wapień muszlowy, trias środkowy) na Śląsku Opolskim. W: *Streszczenia referatów wygłoszonych w 2002 r., PTG Oddział Poznań. Inst. Geol. UAM, Poznań*, T. 12: 73-85.
- KOZŁOWSKA-KOCH M., 1987 – Klasyfikacja i nomenklatura trzeciorzędowych wulkanitów Dolnego Śląska i Śląska Opolskiego. *Arch. Miner.* 42.
- KRUCZYK J., KĄDZIOŁKO-HOFMOKL M., JELEŃSKA M., BIRKENMAJER K., ARAKELYANTS M. M., 1977a – Palaeomagnetism and magnetic properties of Tertiary basaltic rocks from Góra Św. Anny and Ligota Tulowicka, Lower Silesia. *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc., C-3* (111): 3-17.
- KRUCZYK J., KĄDZIOŁKO-HOFMOKL M., JELEŃSKA M., BIRKENMAJER K., ARAKELYANTS M. M., 1977b - Tertiary polarity events in Lower Silesian basalts and their K-Ar age. *Acta Geophysica Pol.*, 25 (3): 184-191.
- KURZ H., 1930 - Eine altsteinzeitliche Siedlung auf dem Ellguther Tafelberg. *Altshlesien*, 3. 48-50.
- ŁUCZICKI I. W., 1971 - *Osnowy palieowulkanologii*. Wyd. Nauka, 382 str., Moskwa.
- MAJEROWICZ A., 1990 – *Petrologia skał magmowych*. Wyd. Geologiczne, Warszawa
- MARCINEK K., (red.) 1977 – *Przewodnik po Polsce*. 276 str. Sport i Turystyka. Warszawa.

- MASOJC M., BRONOWICKI J., 2003 - The Chełm Massif area – an Aurignacan settlement enclave in south-western Poland. *Prz. Archeol.* 51, 49-76.
- MASON B., MOORE C. B., 1985 – Grandzüge der Geochemie. F. Enke Publishers. Stuttgart.
- NIEDERLIŃSKI W., 1981 – Szlakiem powstań śląskich. 44 str. Krajowa Agencja Wydawnicza. Katowice.
- NIEDŹWIEDZKI R., 1993a - Wiek powierzchni zrównań na Grzbiecie Chełma (Śląsk Opolski). *Czas. Geogr.*, 64 (3-4): 339-342.
- NIEDŹWIEDZKI R., 1993b – Warunki sedymentacji osadów dolnego wapienia muszlowego w rejonie Góry Św. Anny. *Prace Geol.-Miner. Un. Wr.*, 36: 61-77. Wrocław.
- NIEDŹWIEDZKI R., 1994 - Nowe dane o budowie geologicznej Góry Św. Anny (Śląsk Opolski). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 63 (4): 333 - 351.
- NIEDŹWIEDZKI R., 2000 - Litostratygrafia formacji górażdżańskiej i formacji dziewkowickiej na Śląsku Opolskim. *Prace Geol.-Miner. Un. Wr.*, 71: 1-72. Wrocław.
- NIEDŹWIEDZKI R., ZARANKIEWICZ M., 2007 – Zanim Góra Św. Anny wynurzyła się z morza. Skamieniałości, jaskinie i drogie kamienie wokół sanktuarium Św. Anny. Ścieżka dydaktyczna w rezerwacie geologicznym. Studio Graphito, Oborniki Śląskie.
- PACZYŃSKI B., red., 1995 - Atlas hydrogeologiczny Polski 1:500 000 Część II - Zasoby, jakość i ochrona wód podziemnych. PIG Warszawa.
- PIASECKI H., 1968 - Krajobraz krawędziowy wschodniej Opolszczyzny. [W:] *Studia geograficzno-fizyczne z obszaru Opolszczyzny*. Inst. Śląski, Opole.
- POLAŃSKI A., 1988 - Podstawy geochemii. Wyd. Geol. Warszawa.
- POWARIENNYCH A. S., 1954 – Zeolityzacja skał alkaicznych. Referaty Akademii Nauk 94. Moskwa.
- RODE K., 1934 - Der Annaberg - Vulkan. *Veroff. Schles. Gesell. Erdk., E.V. u. Geogr. Inst. Univ. Breslau*, 21: 367-378.
- ROEMER F., 1870 – *Geologie von Oberschlesien*. Breslau.
- RÓŻYCKI F., 1924 – Stratygrafia wapienia muszlowego w północnej części Zagłębi Dąbrowskiego. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* 2. Warszawa.
- SADOWSKA A., 1975 – Wyniki badań palinologicznych neogeńskich utworów południowo-zachodniej Polski. *Przew. Geol. R.* 23, nr 2.
- SIEDLECKI S., 1949 – Zagadnienia stratygrafii morskich osadów triasu krakowskiego. *Rocz. Pol. Tow. Reol. T.* 18. Kraków.
- SIEDLECKI S., 1952 – Utwory geologiczne obszaru pomiędzy Chrzanowem a Kwaczałą (ze specjalnym uwzględnieniem stratygrafii wapienia muszlowego). *Biul. Państw. Inst. Geol.* nr 60. Warszawa.
- SKUDRZYK Z., 1973 – Epaisseur de l'écorce Terrestre sur le territoire de la zone centrale de la monocline presudétique d'après les données géophysiques. *Mat. i Prace Inst. Geofizyki*, 60: 63-66.
- SZULC J., 2000 – Middle Triassic evolution of the northern Peri-Tethys area as influenced by early opening of The Tethys ocean. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 70: 1-48.
- SZULC J., BECKER A., (Eds.) 2007 – International Workshop on the the Triassic of Southern Poland. Pan-European Correlation of the Epicontinental Triassic, 4th Meeting. September 3-8. Fieldtrip guide.
- SZYPOWSKA M., 1969 – Góra Św. Anny. 80 str. Wydawnictwo Sport i Turystyka. Warszawa.
- TRZEPLA M., 1997 – Mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kędzierzyn-Koźle. Wyd. Inst. Geol. Warszawa.
- TUREKIAN K. K., WEDEPOHL K. H., 1961 - Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 71.

- UNRUG R., 1974 – Dolny karbon w facji fliszowej (kulm) w południowej części Opolszczyzny. W: Przewodnik XLVI Zjazdu PTG Opole 12-17.09.1974. Warszawa.
- USNARSKA-TALERZAK K., 1981 – Uwagi o *Coenothyris vulgaris* (Schlotheim) z zespołu brachiopodowego warstw terebratulowych Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. W: Fauna i flora triasu obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. Materiały V Krajowej Konferencji Paleontologów, Kielce – Sosnowiec: 30-34.
- USNARSKA-TALERZAK K., 1988 – Morphology and postembryonic development of *Coenothyris vulgaris* (Schlotheim) Brachiopoda, Middle triassic. *Acta Palaeont. Pol.* 33, 2: 169-202.
- USNARSKA-TALERZAK K., 1990 – Ramienionogi warstw terebratulowych (środkowy trias) zachodniej części Górnego Śląska. *Kwart. Geol.*, T. 33, z. 4., s. 677-696, Warszawa.
- VOLZ W., 1901 – Cenoman und Turon am Annaberge in Oberschlesien. *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, 53. Berlin: 42-48.
- WALKER K. R., DIEHL W. W., 1986 – The Effect of Synsedimentary Substrate Modification on the Composition of Paleocommunities: Paleoeologic Succession Revisited. *Palaios*. V. 1, p. 65-74.
- WIELGOSIK B., PIGULSKA E., 2002 – Park Krajobrazowy „Góra Św. Anny” przewodnik przyrodniczo-turystyczny. Zarząd Opolskich Parków Krajobrazowych w Ładzy.
- WOŹNIAK P., 1992 – Środkowodewońskie zespoły ramienionogowe z warstw skalskich w Górach Świętokrzyskich. Praca magisterska wykonana w Katedrze Paleontologii i Stratygrafii (Sekcja Stratygraficzno-Paleontologiczna). Uniwersytet Śląski Wydział Nauk o Ziemi w Sosnowcu.
- WOŹNIAK P., SIKORA R., NIEDŹWIEDZKI R., 2005 - Góra Św. Anny oraz cmentarzysko triasowych gadów w Krasiejowie - możliwości wykorzystania aspektów geologicznych w turystyce. W: Jureczka J., Buła Z., Żaba J. (red.): Materiały konferencyjne, LXXVI Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Rudy k/Rybnika, s. 233-242, Warszawa.
- WYSOGÓRSKI J., 1904 – Die Trias in Oberschlesien. *Zeitschr. Deutch. Geol. Ges.* 56. Berlin.
- ZARANKIEWICZ M., PRUS P., NIEDŹWIEDZKI R., 2006 – Druga młodość historycznych kamieniołomów Góry Św. Anny (Śląsk Opolski). *Prz. Geol.*, T 54, nr 3, str. 206-207, Warszawa.

XIV SPIS ZAŁĄCZNIKÓW:

1. KARTY INWENTARYZACYJNE ODSŁONIĘĆ
2. MAPY I PRZEKROJE GEOLOGICZNE
 - 2.1. Objasnienia do map i przekrojów geologicznych
 - 2.2. Mapa geologiczna w skali 1: 10000
 - 2.3. Mapa geologiczna odkryta w skali 1:10000
 - 2.4. Przekroje geologiczne
 - 2.5. Szkic geomorfologiczny
3. TABLICE EDUKACYJNE I FOLDER REKLAMOWY
4. KRONIKA FOTOGRAFICZNA (płyta CD)
5. TEKST OPRACOWANIA KOŃCOWEGO; MAPY I PRZEKROJE GEOLOGICZNE; KARTY INWENTARYZACYJNE ODSŁONIĘĆ; PROJEKTY TABLIC EDUKACYJNYCH I FOLDERU; PREZENTACJA (płyta CD)