

Eugenia Fijałkowska, Jerzy Fijałkowski

Nowe dane o geologii miasta Kielc i okolicy

Rocznik Muzeum Świętokrzyskiego 4, 343-424

1967

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

Tekst jest udostępniony do wykorzystania w ramach dozwolonego użytku.

EUGENIA I JERZY FIJAŁKOWSCY

NOWE DANE O GEOLOGII MIASTA KIELC I OKOLICY

WSTĘP

Miasto Kielce, stanowiące obecnie duży ośrodek miejski i przemysłowy, położone jest prawie w środkowej części Gór Świętokrzyskich. Efektowny i urozmaicony krajobraz śródmieścia Kielc oraz najbliższej jego okolicy związany jest z budową geologiczną regionu świętokrzyskiego. W obramowaniu miasta i w jego pobliżu zachodziły liczne zjawiska geologiczne, które miały tu miejsce jeszcze na początku ery paleozoicznej. Później liczne transgresje i regresje morskie oraz procesy górotwórcze w zdecydowany sposób wpłynęły na kształtowanie się tego obszaru. Obecnie świadczyć o tym może dość kompletne wykształcenie warstw geologicznych od dolnego kambru po czwartorzęd włącznie.

W istniejącym i zróżnicowanym zespole skał osadowych znane jest też podrzędne występowanie skał wulkanicznych. Odrębny problem stanowią złoża mineralne, których powstanie genetycznie związane jest z budową tego obszaru.

Specyficzna budowa geologiczna rejonu Kielc oraz występowanie złóż od dawna były przedmiotem większego zainteresowania tym obszarem. Z danych historycznych wiemy, że już w starożytności ziemia kielecka należała do czołowych okręgów przemysłowych i górniczych. W literaturze pierwsze wzmianki pochodzą z okresu Polski przedrozbiorowej. Od czasów Królestwa Kongresowego instalowano w Kielcach dydaktyczne ośrodki kształcenia w kierunku geologiczno-górnictwem. Założona przez St. Staszica kielecka Akademia Górnicza, wraz z jej warsztatami w Białogonie i wykładowcami tej miary co J. B. Pusch-Koreński, przeszła do historii. Jej wielkie i cenne zbiory geologiczne przeniesiono do Warszawy wraz z uczelnią w latach nasilenia kryzysu polityczno-ekonomicznego kraju. Obecnie prosperuje w Kielcach zainstalowana tu po drugiej wojnie światowej filia Instytutu Geologicznego zwana Stacją Świętokrzyską im. J. Czarnockiego, który był jej inicjatorem. Stacja posiada własną kadrę geologów i prowadzi stałe prace geologiczne na obszarze świętokrzyskim, a więc między Wisłą na wschodzie i Pilicą na zachodzie. W Kielcach znajduje się Technikum Geologiczne oraz Studium Stacjonarne Wydziału Górniczego AGH w Krakowie. W stadium organizacji jest trzecia wyższa uczelnia geologiczna.

Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego i Akademia Górniczo-Hutnicza w Krakowie typują w okolicy Kielc rejon dla praktyk studenckich.

Każdego roku kilka do kilkudziesięciu prac dyplomowych zostaje złożonych w uczelniach Polski z geologicznej tematyki świętokrzyskiej. Prace te obejmują często swoim tematem obszar Kielc.

Szereg obiektów, odsłoneń i profili geologicznych z obszaru tego miasta posiada podstawowe opracowania, a od przeszło stu lat jest przedmiotem licznych publikacji naukowych. Dla przykładu nazwa Kadzielni, jednego z kieleckich wzgórz położonych niemal w śródmieściu, występuje w dwustu wydanych drukiem rozprawach geologicznych, mimo że obiekt nie został dotychczas monograficznie opracowany. Kielce i okolica posiadają, jak nadmieniono, szereg różnorodnych opracowań geologicznych dotyczących stratygrafii, tektoniki, petrografii i mineralogii tego terenu.

Najbardziej ogólne i popularne ujęcie geologii Kielc podają przewodniki. Prace takie publikowane były między innymi z okazji zjazdów Polskiego Towarzystwa Geologicznego w 1947 i w 1962 r., które odbywały się na terenie miasta Kielc i jego okolicy przy współudziale zagranicznych naukowców. Spośród przewodników geologicznych dotyczących Kielc i okolicy, a przeznaczonych dla uczącej się młodzieży i amatorów, na uwagę zasługuje publikacja Z. Kotańskiego wydana w r. 1959. Przewodnik ten cechuje się dobrą dydaktyczną formą opracowania. W intencji autorów niniejszego artykułu leży syntetyczne zebranie istniejących materiałów geologicznych dotyczących budowy miasta Kielc. Materiały te, poparte własnymi wieloletnimi obserwacjami i badaniami winny dać szeroki pogląd na strukturę tego rejonu, wyjaśniając zachodzące tu zjawiska geologiczne.

SZKIC BUDOWY GEOLOGICZNEJ OKOLIC KIELC

Zabudowania Kielc pokrywają obszar około 30 km². Atrakcyjny górzysty teren spowodował, że rozrzucone dzielnice w skrajnych przypadkach są od siebie oddalone o 10 km. W obrębie miasta leży szereg jednostek tektonicznych posiadających wydzielone nazwy; są to jednostki samodzielne lub elementy większych zespołów. W zarysie ogólnym geologia omawianego terenu przedstawia się następująco.

Najstarszymi osadami odsłoniętymi w obrębie miasta Kielc są mułowce szare dolnego kambru zwane przez J. Czarnockiego¹ „łupkami oliwkowymi”. Miękkie te skały występują na terenach równinnych i przykryte są dewonem osadzonym niezgodnie. Niezgodność spotęgowana jest zwykle nasunięciami tektonicznymi. Na mułowcach spoczywają w pełnej ciągłości stratygraficznej piaskowce gruzowe oliwkowe oraz piaskowce hieroglifowe z wkładkami ilości łupków i mułowców, zwanych dawniej szarogłazami. Jest to kambr dolny występujący w facji fliszopodobnej, zwanej przez J. Czarnockiego facją kielecką. Piaskowce hieroglifowe tworzą strome wzniesienia o charakterystycznym ostrym profilu. Stromizna zboczy w obrębie tych wzniesień dosięga często 60°.

W okolicy Kielc seria ta buduje Górę Krzyżną, czyli Zalasną, w Mójczy oraz łańcuch Gór Dymińskich, Pośłowskich i Zgórskich. Niekompletnie wykształcony ordowik dolny — to piaskowce spoczywające bezpośrednio na kam-

¹ J. Czarnocki *Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich*, Warszawa „Prace Tow. Nauk. Warsz.”, Warszawa 1919, nr 29.

brze. Znane są one z Mójczy, gdzie występują wspólnie z wapieniami, i z Pasma Dymińskiego, Posłowskiego oraz Zgórskiego. Tworzą tam one (dzięki swej znacznej odporności na wietrzenie) próg na stoku górskim lub samodzielną stromą grzędę.

Sylur, reprezentowany przez miękkie łupki, odsłania się na terenach płaskich. Obecność tych łupków na stromiźnie zbocza wzgórza Szydłówka spowodowana została okolicznością, że sylur został tam sprasowany między seriami piaskowcowymi wieku dolnodewońskiego i piaskowce te zadecydowały o stromym pochyleniu stoku wzniesienia.

Dewon dolny wykształcony w postaci piaskowców i iłołupków tworzy wydadne grzędy, będące serią odporną na wietrzenie. Warstwy te budują wzgórza w rejonie Mójczy, Bukówki i akcentują wyniosłą sylwetkę wzgórza Szydłówka z masywem Swiniej Góry na wschodzie.

Dewon środkowy — to dolomity, nie dające ostrych form w morfologii terenu. Kras w dolomitach dewońskich jest słabo zaakcentowany. Wydadne i malownicze wzniesienia budują natomiast zwężłe wapienie amfiporowe dewonu środkowego. Z nich zbudowana jest, licząc od zachodu, góra Moczydło i Góra Kopaczowa w Jaworzni, Wzgórza Janowskie, góra Machnowica w Szczukowskich Górkach, a następnie Góra Stokowa, góra Brusznia, góra Grabina, Góra Dálnia i Karczówka. Na odcinku Brusznia — Karczówka — Kadzielnia — Psie Górki i Wietrznia dewon górny — fran, wykształcony w facji skałkowej, daje efektowne elewacje ujęte w łańcuchowy ciąg zwany skałkowym pasmem kadzielniańskim. Najwyższe ogniwa dewonu i karbon dolny w facji kulmowej, wykształcone w postaci łupków, nie tworzą wzniesień o ostrym zarysie, a jedynie łagodne kopulaste wzgórza, na których leży śródmieście Kielc. Klastyczne osady permo-triasu, a więc zlepieńce i piaskowce, nie dają również charakterystycznych form krajobrazowych. Do wyjątków należą wydzwignięte tektonicznie masywy piaskowcowe wzgórza w Nałęczowie i Góry Jankowej pod Szczukowskimi Górkami.

Śródmieście Kielc leży na osi synkliny zbudowanej z utworów paleozoicznych, reprezentowanych głównie przez dewon, a podrzędnie przez dolny karbon. Dewon wraz z karbonem tworzą wspólny kompleks sedymentacyjny, objęty łącznie ruchami górotwórczymi waryscyjskimi. Na utworach paleozoicznych spoczywają osady permu i triasu. Tworzą one na zachód od miasta ciągłą pokrywę, która w miarę wkraczania na cokolwiek paleozoiczny cienieje w kierunku wschodnim i jest zachowana resztkowo w formie oderwanych płatów, odsłaniających się głównie w obrębie starego krasu wapieni dewońskich. Kras wypełniają częściowo ilasto-piaskowcowe utwory triasu na niższego. Osady permu i triasu są słabiej zaangażowane tektonicznie niż paleozoik i leżą w zasadzie płasko. Niezgodności kątowe pomiędzy permo-triasem i dewonem są znaczne. Warstwy dewońskie wydzwignięte do pozycji pionowej nie stanowią rzadkości, trias natomiast nie wykazuje większych upadów warstw jak 10°.

Od strony południowej synklina kielecka przechodzi w antyklinę dymińską. W budowie antykliny dymińskiej biorą udział wyłącznie warstwy staropaleozoiczne, wykształcone tu niekompletnie. Warstwy starszego paleozoiku ustawione są stromo. Antyklina składa się z dwóch elementów siodłowych, biegnących równolegle do siebie i przedzielonych asymetrycznym łukiem silnie sprasowanym. Północny element siodłowy J. Czarnocki określa jako łuskę wieku kaledońskiego. Element południowy odsłonięty jest częściowo. Jego

skrzydło południowe, zbudowane z miękkich łupków i mułowców, zostało wraz z jądrem inwersyjnie rozerodowane i przykryte dewońskimi osadami sąsiadującej od południa synkliny gałęzickiej, do których należą piaskowce, dolomity i wapienie okolic Sitkówki, Pośłowic i Dymin.

Od strony wschodniej antyklina dymińska obcięta jest w rejonie Bukówki wiązką poprzecznych uskoków kaledońskich, przykrytych przez młodsze od nich osady dewońskie. Działające tu siły przemieściły starszy paleozoik Mójczy i Bukówki, powodując, że występujące tu jednostki tektoniczne nie tworzą ciągłego łańcucha z antyklina dymińska. Warstwy te posiadają nazwę „siodło Bukówki” i „antyklina mójczańska”.

Północne skrzydło synkliny kieleckiej jest silnie wyciśnięte i obalone na południe. Spowodowane to zostało nasunięciem tektonicznym szczątkowo zachowanego tu fałdu kieleckiego, który przylega do synkliny od strony północnej i jest na nią nasunięty. Fałd kielecki stanowi podrzędną jednostkę biegnącą równolegle do osi synkliny kieleckiej. Od północy nasuwa się nań następny z kolei, także silnie wyprasowany fałd Szydłówka. Oś tego fałdu pochylona jest również ku południowi. Na obszarze słabiej zaakcentowanych nasunięć, a więc w dzielnicy Piaski i Sieje, zachowana została synklina niewachlowska, oddzielająca fałd kielecki od fałdu Szydłówka. Na odcinku Szydłówek — Domaszowice Rządowe — Cedzyna łęk ten jest całkowicie zniszczony i wyciśnięty. Na północ od omawianych jednostek tektonicznych leży symetryczna w swym pokroju synklina Woli Kopcowej. Oddziela ona fałd Szydłówka od dalej na północ położonego fałdu dąbrowskiego, który w swej części wschodniej, obejmującej grzędę Świniej Góry, jest obalony na północ i nasuwa się na synklinę miedzanogórską, a ściślej mówiąc, na jej wschodnie przedłużenie, na którym leży wieś Dąbrowa i Świerczyny.

Synklina kielecka tworzy zasadniczą i główną jednostkę tektoniczną, w obrębie której leży miasto Kielce. Synklina zaakcentowana jest w morfologii terenu jako wyraźna bruzda przebiegająca z północnego zachodu na południowy wschód. Kierunek ten odpowiada kierunkowi fałdowań hercyńskich w Górach Świętokrzyskich. Kierunek antykliny dymińskiej, tworzącej na południe od Kielc malownicze wzgórza, jest równoleżnikowy. Kierunek ten zarysował się przy starszych ruchach wieku kambryjskiego i zaakcentowany został przy fałdowaniach kaledońskich. Góry Zgórskie, czyli zachodnie przedłużenie antykliny dymińskiej, posiadają kierunek hercyński, powstały w wyniku przesunięcia starszego bloku kambryjskiego w karbonie. Tworzą one element wysunięty głęboko w obrzeżającą go młodszą serię dewońską. Hercyński kierunek antykliny mójczańskiej z górą Skałą i równoleżnikowy bieg sąsiadującego od południa kambryjskiego masywu Góry Krzyżnej świadczą o przemieszczeniu sfałdowanych mas staropaleozoicznych Mójczy w stosunku do osi antykliny dymińskiej.

Fałd kielecki oraz fałd Szydłówka i Dąbrowy posiadają w zasadzie hercyński kierunek, równoległy do osi synkliny kieleckiej i miedzanogórskiej. Wymienione fałdy zbudowane są z utworów dewońskich. Znaczne przesunięcia pionowe mas skalnych spowodowały tu, że w jądrach fałdów odsłonięte zostały warstwy starszego paleozoiku a więc syluru. Daleko posunięte deformacje tektoniczne uniemożliwiają dokładne sprecyzowanie tektoniki syluru w stosunku do młodszego dewońskiego cyklu sedimentacyjnego.

W ujęciu szerszym synklina kielecka stanowi w budowie hercynidów świętokrzyskich jeden z głównych elementów i oddziela główną jednostkę

Łysogórką od antykliny dymińskiej. Z kierunku północno-zachodniego biegnie ona przez Padół Strawczyński, Kielce i Łagów w kierunku Opatowa i Międzygórza. Dlatego wchodzi w skład tzw. synklinorium kielecko-łagowskiego. Również synklina miedzianogórska wchodzi w skład tej jednostki łącznie z wypiętrzeniem antyklinalnym kieleckim, Szydłówka i Dąbrowy. Zapewne stanowią one podrzędne zafałdowania hercyńskie, wydźwignięte wzdłuż osi zachodniej części synklinorium kielecko-łagowskiego. Omawiany obszar w minionych epokach geologicznych przypadał na basen sedymentacyjny łączący się z bruzdą środkowoeuropejską. Osady tego basenu ulec musiały procesom górotwórczym, przy czym zasadnicze fałdowania odnosiły się do orogenezy hercyńskiej, co zgodnie przyjmowali J. Czarnocki i J. Samsonowicz. Ruchy najstarsze wiążą się tu jeszcze z cyklem kaledońskim. Wzmianki na temat tych ruchów podaje J. Czarnocki i J. Samsonowicz². Pierwszy z geologów stwierdzał w regionie ruchy preordowickie, zwane przez niego kieleckimi, poza tym w sylurze był on skłonny przyjąć następną fazę takońską. J. Samsonowicz wyodrębniał w regionie kieleckim Sandomirydy, wiążąc je z orogenezą sardyjską lub salairską. Zgodność w poglądach obu autorów polegała na tym, że stwierdzili oni ruchy na granicy kambru górnego i ordowiku. Tym tłumaczyli np. brak w kambrze górnym Łysogór nie znanej tam wówczas VI zony Westergarda i brak najniższego ordowiku. W rzeczywistości w południowej części Gór Świętokrzyskich transgresja środkowego lub górnego tremadoku wkracza niezgodnie na kambr dolny, a miejscami środkowy. W części północnej, czyli w regionie Łysogórskim J. Czarnockiego, jest sytuacja odmienna. Ordowik leży tam zawsze na kambrze górnym.

Jeśli chodzi o sedymentacyjny cykl kambryjski, to J. Czarnocki zakłada, że w kambrze górnym osady powstawały tylko na północy, w Łysogórkach, czyli że basen sedymentacyjny był przesunięty na północ. Rejon południowy, kielecki, został wówczas wynurzony i speneplenizowany. Autor ten fliszopodobne osady kambru uważał za schyłek cyklu sedymentacyjnego i sądził, że kambr regionu kieleckiego przed csadzeniem się ordowiku zdążył przyjąć formę penepłeny.

Według poglądów J. Samsonowicza kambr w pełnym cyklu osadził się zarówno na północy, jak i na południu. W części południowej Gór Świętokrzyskich został jednak usunięty po wypiętrzeniu tego regionu.

W oparciu o posiadane dziś nieco kompletniejsze materiały stwierdzić można, co następuje: najstarsze ze znanych ruchów odbyły się u schyłku kambru środkowego, region północny uległ wówczas obniżeniu. W wyniku tego osadził się tam kambr w pełnym profilu stratygraficznym. Młodsze ruchy na granicy kambru i ordowiku wydźwignęły region północny i spowodowały, że osadził się tam na kambrze tylko ordowik wyższy. Ruchy te można utożsamiać z orogenezą sandomierską J. Samsonowicza. Obserwowane w ordowiku luki sedymentacyjne świadczyć mogą o wynurzeniu w lanwirmie. Zakładana przez J. Czarnockiego luka takońska powoduje przerwę, oddzielającą ordowik od syluru, przy czym sylur dolny rozpoczyna nowy cykl sedymentacyjny. Wreszcie zróżnicowanie facjalne warstw ludlowu, pojawienie się detrytycznej serii szarogłazowej i niezupełnie wyjaśniona pozycja skał wylewnych — diabazów w synklinie bardziańskiej świadczą dobitnie o ruchach ardeńskich. Odrębny

² J. Czarnocki *Ogólny zarys tektoniki Gór Świętokrzyskich*, Warszawa 1927; M. Książkiewicz, J. Samsonowicz *Zarys geologii Polski*, Warszawa 1952.

cykl sedymentacyjny rozpoczyna dewon osadzony w Kielcach niezgodnie na różnych ogniwach starszego paleozoiku. Układ ten świadczyć może o zaakcentowanej tu synorogenezie fazy eryjskiej. W dewonie górnym i w najniższym karbonie przegłębia się synklina, powodując fałdowania hercyńskie. Zagadnienie ruchów tektonicznych staropaleozoicznych rozpracowuje szczegółowo H. Tomczyk³. W ogólnym planie budowy Gór Świętokrzyskich kompleksy staropaleozoiczne zachowują się wobec ruchów hercyńskich jako sztywne bloki przemieszczane jedynie w płaszczyznach odmładzających się uskoku. W późniejszych ruchach kimeryjskich dwukrotnie ponawianych oraz o wiele intensywniejszych zaburzeniach cyklu alpejskiego, powodujących nasunięcie tektoniczne mas mezozoicznych na obrzeże cokołu hercyńskiego, kompleksy paleozoiczne zachowują się również jako bloki sztywne. Odmładzają się wówczas w dalszym ciągu stare linie uskoku. W obrębie miasta Kielc mezozoik ogranicza się jedynie do występowania triasu dolnego osadzonego w formie utworów klastycznych na speneplenizowanym sztywnym górotworze hercyńskim.

I. ANTYKLINA DYMIŃSKA

a. Góra Telegraf

Góra Telegraf (ryc. 1), położona w południowej części Kielc, tworzy najwyższe wzniesienie o wysokości względnej 130 m. Składa się ona z garbu północnego, biegnącego równoleżnikowo ze wschodu na zachód. Garb ten posiada dwie kulminacje, z których wyższa, wschodnia, osiąga 406 m. n. p. m. Od strony południowej do opisanego garbu przylega kopulaste wzgórze niewiele niższe. Zespół tych wzniesień określony jest jako Góry Dymińskie. Od wschodu ograniczone są one drogą bitą Kielce — Borków, a od strony zachodniej szosą Kielce — Morawica. Góry Dymińskie porasta las jodłowy. Na zboczu północnym w latach 1941—1942 las został częściowo zniszczony ze względów strategicznych przez okupantów hitlerowskich. W lipcu 1945 r. przechodzący wtedy huragan poczynił dalsze szkody w starodrzewie jodłowym.

Na północnym zboczu góry Telegraf w okresie międzywojennym i po wyzwoleniu prowadzono odkrywkową eksploatację piaskowca. Łom zwano początkowo Kamieniołomem Hałasa, a następnie Sejmikowym. Dostarczano stąd kostkę drogową na budowę ulicy Ściegiennego na odcinku od Rogatki Krakowskiej do Kawetczyzny oraz ulicy Wojska Polskiego na odcinku pomiędzy Wietrzną i Bukówką. W latach 1939—1945 powstały trzy dodatkowe wyrobiska zniekształcające zbocze na długości około 800 m. Kamieniołomy połączone były kolejką wąskotorową z rampą wybudowaną przy szosie na Kawetczyźnie. Bezpośrednio po wyzwoleniu zaniechano eksploatacji we wszystkich odkrywkach, ponieważ stwierdzono, że piaskowiec tworzy tu jedynie pakiet o grubości nie większej niż 25 m, natomiast główny maszyn góry zbudowany jest z kamienia miękkiego i nie nadającego się do celów drogowych. Niezależnie od tego w r. 1953 przez krótki okres czasu produkowano tu kostkę przeznaczoną na bruk ozdobny dla placu Defilad przy Pałacu Kul-

³ H. Tomczyk *The Ordovician and Silurian sedimentation cycles in Poland and phenomena of Caledonian orogeny*, „Bull. Acad. Pol. Scien. Ser. Scien. Geol. et Geogr.”, vol 12, nr 2, Warszawa 1964; H. Tomczyk *Nowe dane o stratygrafii i tektonice starszego paleozoiku w Polsce*, „Przegląd Geologiczny” Warszawa 1964 nr 6.



Ryc. 1. Góra Telegraf widziana z Karczówki

tury i Nauki w Warszawie. W tym czasie wykonano 9 małych odkrywek zboczowych. Dalsze poszukiwania za surowcem dały tu wyniki negatywne. Ponadto władze miejscowe uznały górę Telegraf za obiekt krajobrazowy w obrębie miasta, zabraniając dalszego dewastowania góry robotami eksploatacyjnymi, które rozciągnęły się już na odcinku 1300 m. Podkreślić należy, że na zaniechanie prac eksploatacyjnych w znacznym stopniu wpłynęły publikacje J. Czarnockiego⁴, zasłużonego badacza ziemi kieleckiej.

Garb północny góry Telegraf zbudowany jest głównie z piaskowców hieroglifowych, gruzłowych i oczkowych, przekładanych iłolupkami i mułowcami, wśród których J. Czarnocki⁵ dostrzegał współudział szarogłazów. Piaskowce hieroglifowe porównane zostały z kambrem Gór Cisowskich, gdzie są udokumentowane paleontologicznie jako kambr dolny protolenusowy. Piaskowce oczkowe tworzą najwyższe ogniwa poziomu protolenusowego graniczącego już z kambrem środkowym, który nie został zidentyfikowany w obrębie Gór Dymińskich. Piaskowce kambry budujące grzędę góry Telegraf zapadają w kierunku północnym o upadach warstw około 72°.

Dokładniejsza litologia tego kompleksu przedstawia się następująco: piaskowce skupiają się w pakietach o zmiennej grubości, dochodzącej miejscami do kilkunastu metrów. Tekstura ich jest różnorodna, przeważa skała jasna lub szara, krucha, o lepszym ilastym. Na podstawie struktur sedymentacyj-

⁴ J. Czarnocki *W sprawie ochrony krajobrazu i obiektów naukowych w granicach miasta Kielc*, „Wiadomości Muzeum Ziemi”. t. IV, Warszawa 1948.

⁵ Ibid.

nych (hieroglifów) stwierdzić można nie odwróconą kolejność zalegania warstw. Piaskowce są lokalnie zsylikowane, co zwiększa ich zwięźłość; często bywają określane jako tzw. „kwarcyty”.

Na płaszczyszniach ławic i spękała skała jest zwykle wtórnie utleniona na barwę rdzawą lub brunatną. Piaskowce bardziej spękałe są równocześnie silniej zażelazone. Zażelazienie posiada charakter wtórny i powstało w wyniku rozkładu domieszki piryty organogenicznego, rozproszonego w skałe pelitycznie. W związku z tym piaskowce tego typu, osiąmane wierceniami poniżej strefy wietrzenia, cechują się zabarwieniem stalowoszarym bez śladów utlenienia.

Na północnym zboczu góry występuje charakterystyczny pakiet piaskowców oliwkowych, gruboziarnistych i żwirkowych, przepełnionych szczątkami organicznymi, szczególnie detrytem trylobitów *Strenuella* i odciskami szkarłupni *Medusites*. Poza tym w piaskowcach hieroglifowych występuje *Bardovia errans* Czarn. Towarzyszące piaskowcom iłowce plastyczne i mułowce posiadają zabarwienie jasne, zielonkawe, a rzadziej szare i wiśniowoplamiste. Miąższość piaskowców hieroglifowych w maszywie góry Telegraf jest znaczna i wynosi ok. 200 m. Warstwy te według J. Czarnockiego⁶ wykazują cechy osadu fliszopodobnego.

Kambryjski garb północny góry Telegraf przecięty jest kilkoma wiązkami poprzecznych uskoków. Strefy uskokowe wykorzystują procesy erozyjne, modelując w nich dolinki o biegu konsekwentnym. Poza tym występują tu brekcie zwietrzelinowe, które powstały przypuszczalnie w plejstocenie. Składają się one z ostrokrawędzistych ułamków skał, pokrytych czarną polewą żelazisto-manganową. W piaskowcach strefy uskokowe zasobne są również w związki tlenków żelaza i manganu, które występują w postaci drobnego naskorupienia bądź użylenia limonitu, często skrzemionkowanego, hematytu ziemistego i groniastych nalotów uwodnionych tlenków manganu.

Strefy uskokowe przecinające garb góry Telegraf przemieszczają masy skalne w granicach zaledwie kilku metrów. Zachodziły one zwykle w płaszczyszniach pionowych. Zlustrowane płaszczyszni uskokowe odsłonięte zostały w dwóch starych kamieniołomach. Na północnym zboczu kambryjskiej grzędy góry Telegraf zaznacza się wyraźny próg uformowany z piaskowców dolnego ordowiku. Piaskowce te tworzą zwarty kompleks bardziej odporny na wietrzenie od piaskowców kambru. Spoczywają one bezpośrednio na kambrze mułowcowo-ilastym. Ich rozciągłość wynosi ok. 96°, natomiast upad w kierunku północnym ok. 60°. Niezgodność kątowna pomiędzy kambrem a piaskowcami ordowickimi, zwanymi przez J. Czarnockiego⁷ „piaskowcami dymińskimi”, jest zmienna w granicach 12°. Piaskowce dymińskie kontaktują z kambrzem mułowcowo-ilastym, w którym piaskowce oczkowe i hieroglifowe tworzą tylko drobne wtrącenia. Seria ta stanowi jeden z podrzędnych wkładów, jakie rozdziela w kambrze pakiety piaskowcowe. W wyniku nacisku tektonicznego sztywnych piaskowców ordowiku kambr plastyczny uległ deformacji, wyrażającą się zmiennym kątem pochylenia warstw. Szczegół ten rozpatrywany jest skrupulatnie dla zaakcentowania, że niezgodność pomiędzy

⁶ J. Czarnocki *Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich*; tenże *Ogólna mapa geologiczna Polski*, arkusz Kielce, skala 1 : 100 000, PIG, Warszawa 1938.

⁷ J. Czarnocki *Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich*.

ordowikiem i kambrem posiada tu nie tylko charakter sedymentacyjny, ale podkreślona została późniejszymi ruchami wypiętrzonej serii staropaleozoicznej i dlatego przytoczona wartość 12° nie jest cyfrą wiążącą i nie może określać rzeczywistej dyskordancji, jaka powstała w basenie sedymentacyjnym. Niezgodne zaleganie ordowiku w stosunku do kambru sygnalizowano już na przestrzeni ostatnich pięćdziesięciu lat.

J. Czarnocki⁸ zaliczał do piaskowców dyمیńskich ordowik dolny znany z góry Telegraf, Bukówki oraz z Gór Posłowskich i z Zalesia, gdzie według tego badacza jest podłożony zlepieniem podstawowym, zawierającym otoczaki kambru. Natomiast w obrębie góry Telegraf Czarnocki wydzielił piaskowce glaukonitowe, czyli obolidowe, przynależne do tremadoku, podczas gdy w rejonie pobliskiej Bukówki stwierdził występowanie tylko kompleksu piaskowców ortidowych wiekowo młodszych.

W. Bednarczyk⁹ w rejonie góry Telegraf stwierdził również na kambrze piaskowce tremadoku podłożone zlepieniem podstawowym oraz rzekomo kontaktujące tektonicznie z nimi piaskowce ortidowe arenigu.

Na podstawie szczegółowych prac surowcowych, popartych robotami ziemnymi, jakie przeprowadzone zostały przez J. Fijałkowskiego na górze Telegraf w roku 1954, stwierdzony został nieco inny układ (ryc. 2). Bezpośrednio na łowcach kambru z wkładkami piaskowców oczkowych i hieroglifowych spoczywają piaskowce krzemionkowe jasne, zwięzłe, z odcieniem oliwkowym. Miąższość piaskowców wynosi 12 m. Skała zawiera rozproszone ziarna glaukonitu i rzadkie, bardzo źle zachowane szczątki *Obolus* oraz charakterystyczny *Thysanotus siluricus* Eichw. Spąg najniższej ławicy piaskowców jest żelaziony, a podścielające go iłolupki seledynowe, mikowe, są zlustrowane, co świadczy o typowym nasunięciu piaskowców ordowiku na utwory kambru.

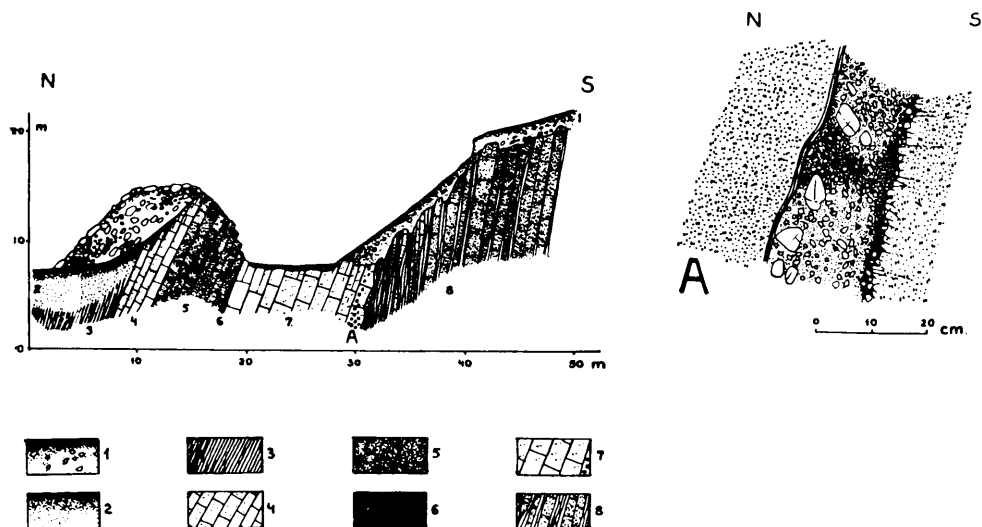
W dolnej części piaskowca glaukonitowego występuje nieregularna wkładka zlepienia śródwarstwowego (ryc. 2-A). W zlepieniu częste są drobne otoczaki piaskowców kambryjskich. Lepiszczce jest zwięzłe, żelazisto-krzemionkowe, barwy brunatnej. Grubość warstwy zlepienia jest zmienna i wynosi zaledwie od 20 do 100 cm. Piaskowiec glaukonitowy w górnej części jest przykryty cienką warstwą mułowcowo-piaszczystą, zbliżoną do szarogłazu barwy brunatnej z wyraźnymi przejawami tlenków żelaza. Maksymalna grubość tej wkładki wynosi 40 cm. Miejscami wkładka jest silnie wyciśnięta i zredukowana. Wyżej występuje charakterystyczny sześciometrowy kompleks piaskowców krzemionkowych jasnych z odcieniem żółtym. W piaskowcu widoczne są rdzawe wkładki przepełnione fauną ortidową, głównie: *Nicolella moneta*, *Orthambonites caligrammus*, *Antigonambonites planus* i *Lycophoria nucella*. Na piaskowcach ortidowych leży czterometrowa partia piaskowców krzemionkowych szarych, miękkich, miejscami ilastych, podrzędnie przekładanych szarymi łowcami. Nie jest wykluczone, że reprezentują one dolny lanwirn.

Korelując uzyskany profil z cytowanym poprzednio opracowaniem W. Bednarczyka¹⁰, stanowiącym nowe ujęcie tego tematu, autorzy oświadczają,

⁸ J. Czarnocki *Ogólny zarys tektoniki Gór Świętokrzyskich*.

⁹ W. Bednarczyk *Stratygrafia i fauna tremadoku arenigu (Oelandianu regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich)*, „Biuletyn Geologiczny Uniw. Warsz.,” Warszawa 1964, t. 4, s. 1—216.

¹⁰ Ibid.



Ryc. 2. Odśłonięcia warstw dolnego ordowiku w Kamieniołomie Hałasa

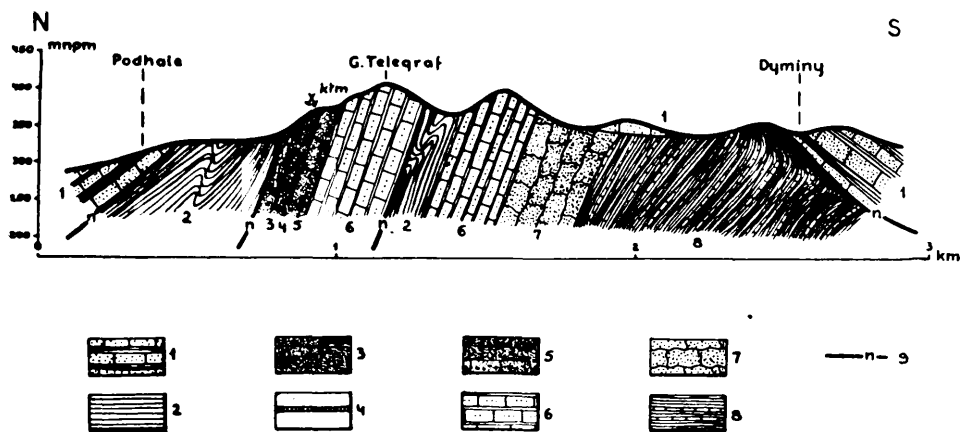
- 1 — plejstocen, zsuwy zboczowe zwietrzelinowe piaszczysto-rumoszowe
- 2 — plejstocen — piaski z głazikami akumulacji lodowcowej
- 3 — sylur, ludlow dolny — łupki ilaste szare graptolitowe
- 4 — ordowik, landeil dolny — piaskowiec krzemionkowy jasny z odcieniem szarym, zwięzły grubo- i cienkopłytkowy, przechodzący miejscami w kruchy i ilasty, przekładany podrzędnie łożkami; miąższość 4 m
- 5 — ordowik, arenig i najniższy landeil — piaskowiec krzemionkowy jasny z odcieniem żółtym, cienkopłytkowy, miejscami płaszczyzny ławic przepelnione fauną ortidową; miąższość 6 m
- 6 — ordowik, arenig — szarogłaz brunatny żelazisty, grubość warstwy 0—40 cm
- 7 — ordowik, tremadok — piaskowiec krzemionkowy jasny z odcieniem zielonkawym, zwięzły, grubopłytkowy z rzadkimi, źle zachowanymi obolidami; miąższość 12 m
- 8 — kambr dolny, warstwy protolenusowe — łożki seledynowe i pstre wiśniowoplamiste z wkładkami piaskowców hieroglifowych i oczkowych, piaskowiec lokalnie zsylikowany
- A — w sągu piaskowca glaukonitowego tremadoku występuje nieregularna międzywarstwowa wkładka z otoczkami kambru, lepiszcz zlepieńca brunatne żelazisto-krzemionkowe; grubość warstwy 20—100 cm

że istnieje zgodność w zaliczeniu piaskowca glaukonitowego czyli obolidowego do tremadoku. Podanie tu poziomu zbiluckiego znajduje uzasadnienie. Międzywarstwowe występowanie zlepieńca nie jest rzeczą zasadniczą. Podobnie jak w ordowiku Międzygórze Opatowskiego, występując międzywarstwowo, nosi on w dalszym ciągu charakter zlepieńca podstawowego. Kontakt tektoniczny podany przez W. Bednarczyka pomiędzy piaskowcami tremadoku i arenigu wydaje się błędną informacją, co wynikać mogło z faktu, że wyklonowany szarogłaz żelazisty sprawia złudzenie zlimonityzowanej płaszczyzny uskoku. Zakładając, że istota szarogłazu może się wiązać z ruchami przypadającymi na arenig-landwirn, autorzy odnoszą wiek piaskowców ortidowych góry Telegraf do landeilu, rozpoczynającego nowy cykl osadów piaszczystych. Uznawanie tych warstw wyłącznie za arenig wydaje się być zbyt wąskim za-

Spękania tektoniczne w piaskowcach ordowiku są ożelazione nasakorupieniami limonitowymi i tęczowymi nalotami żelazisto-manganowymi. Pospolicie występuje tu hematyt ziemisty. Poza tym często napotyka się użylenia barytowe oraz żółty chalcedon cementujący spękania w piaskowcach. Maksymalna grubość znanych tu użyleń barytowych wynosi 15 cm.

W stropie piaskowców ortidowych pod pięciometrowym nadkładem plejstocęńskich piasków stwierdzone zostały robotami ziemnymi łupki ilaste, graptolitowe z *Cardiola interrupta* oraz graptolitami rodzaju *Pristiograptus* i *Monograptus*. U podnóża góry na rozległej oraz lekko pochylonej ku północy płaszczynie odsłaniają się łupki graptolitowe wenloku i dolnego ludlowu. Są to łupki ilaste szare i żółtawe, przyjmujące w strefie wietrzeń zabarwienie oliwkowe. Odsłaniają się one we wcięciu erozyjnym przy źródle, gdzie stanowią miękką i plastyczną serię, która uległa tu przefaldowaniu. Warstwy zapadają stromo w kierunku południowym, a więc odwrotnie niż piaskowce ordowiku. Sylur dolny, występujący pod nieznacznym nadkładem zwietrzeli-nowym, został szczegółowo rozpracowany przez H. Tomczyka¹¹. Robotami ziemnymi prowadzonymi tu w profilu na odcinku 180 m H. Tomczyk stwierdził łupki najwyższego wenloku i dolnego ludlowu. W kierunku północnym łupki graptolitowe zapadają pod dewon dolny, gdzie bezpośrednio na nich spoczywają piaskowce jasne, zlewne, kwarcowe, przekładane podrzędnie łłowcami. Upad piaskowców jest zmienny w granicach 16–40°. Kontakt między piaskowcami dewonu a łupkami syluru ma zapewne charakter nasunięcia tektonicznego. Zmienny upad piaskowców dewońskich mógł być podyktowany plastycznym charakterem łupków graptolitowych. Niemniej warstwy dewońskie ujawniają upady znacznie mniejsze niż seria utworów staropaleozoicznych. W obrębie północnego podnóża góry Telegraf piaskowce dolnodewońskie tworzą wyraźny próg, w którym często występują rumowiska skalne typu „gołoborzy”, opanowane częściowo przez roślinność. Grubość tych autochtonicznych rumoszów przekracza 7 m. Piaskowce reprezentują serię plakodermową przechodzącą w stropie w kompleks ilasto-mułowcowy z wtrąceniami piaskowców. Łłowce są zwykle plastyczne o zabarwieniu wiśniowym żółtym i jasnoseledynowym. Wietrzejąc tworzą złoża glin kamienistych, na których przed pierwszą wojną światową opierały swą produkcję cegielnie położone na terenie dzisiejszego Podhala oraz na Barwinku. Gliny oczyszczano z głązów lub rumoszu, schudzano piaskiem, cegłę zaś wypalano drzewem. Cegielnia „rządowa” przy Podhalu, znajdująca się wówczas na polanie leśnej, dostarczała słabej jakościowo cegły głównie dla pomieszczeń koszarowych budowanych tu niegdyś dla carskiej kawalerii. Glinianki pocegielniarne Podhala i Barwinka zamieniły się z czasem w stawy zasilane potokami spływającymi z góry Telegraf. Potoki jeszcze w okresie międzywojennym miały charakter strumieni ciągłych i były zarybione. Formowały one strugę wpadającą do rzeki Silnicy na Pakoszu. Obecnie na skutek częściowego wylesienia góry i znacznego osuszenia terenów potoki są okresowe i wysychają w lecie. Główna ilość wody pobierają one z pasa wychodni nieprzepuszczalnych łupków graptolitowych syluru. Teren ten, pokryty dawniej lasem, stanowił niedostępne bagnisko, a zachowane do dziś źródło w ubiegłym stuleciu połączone było z koszarami rurociągiem zaopatrującym je w wodę. Nadmiar wody da-

¹¹ H. Tomczyk *Wenlok i ludlow w synklinie kieleckiej Gór Świętokrzyskich*, Warszawa 1956.



Ryc. 3. Przekrój przez Góry Dymyńskie na wysokości góry Telegraf

- 1 — dewon dolny, ems — piaskowce jasne, kwarcowe, ze szczątkami plakoderm i łożupki jasne, szare, wiśniowe i ochrowe
- 2 — sylur dolny, wenlok i ludlow dolny — łupki ilaste szarżółtawe graptolitowe
- 3 — ordowik, arenig i landeil dolny — piaskowce krzemionkowe jasne i żółte z fauną ortidową
- 4 — ordowik, arenig — szarogłaz żelazisty, występujący na pograniczu arenigu i tremadoku
- 5 — ordowik, tremadok — piaskowce glaukonitowe z fauną obolidową i wkładką zlepieńca śródwartwowego w spagu
- 6 — kambr dolny, warstwy protolenusowe — piaskowce oczkowe i hieroglifowe z *Bardovia errans* i łożupki jasne wiśniowe oraz żółte
- 7 — kambr dolny, warstwy holmiowe górne — piaskowce oliwkowe, gruzłowe
- 8 — kambr dolny, warstwy holmiowe dolne — mułowce szare, wietrzejące oliwkowo z wkładkami piaskowca kwarcowego, zlewnego
- 9 — kontakty tektoniczne

wał początek jednemu z potoków, płynących bezpośrednio w kierunku ul. Dymyńskiej.

W przełęczy oddzielającej północną grzędę góry Telegraf od wzniesienia południowego występują łupki ludlowu dolnego, wykazane na zdjęciach J. Czarnockiego, a następnie opracowane przez H. Tomczyka¹², który informuje, że na południe od płynącej przełęczy strugi występują szarogłazy oliwkowe i szare silnie zwietrzałe, bez skamieniałości, a na północ od nich łupki oliwkowe i szarżółte z fauną graptolitową rodzaju *Spinograptus*, *Monograptus*, *Pristiograptus*, *Colanograptus* i *Saetograptus* wraz ze szczątkami głowonogów, małżoraczków i członów liliwców. Łupki zapadają stromo na północ pod kątem 50—60°. Wzgórze południowe budują piaskowce jasne hieroglifowe, gruzłowe, przekładane łożupkami i szarogłazami. W piaskowcach występuje masowo *Bardovia errans* Czarn. Warstwy zapadają stromo w kierunku północnym. Sylur w przełęczy wydaje się być zaciśnięty tektonicznie pomiędzy kompleksami piaskowców kambryjskich. Zgodne uławicowanie całej serii tłumaczyć można jedynie istnieniem „łuski” (ryc. 6). Łupki graptolitowe i szarogłazy tworzą tu zapewne szczątkową synklinę silnie zdeformowaną nasuniętym od północy kambrem tzw. grzędą głównej góry Telegraf.

¹² Ibid.

Pozycja tektoniczna syluru występującego pomiędzy szczytami góry Telegraf nie była dotychczas szczegółowo wyjaśniona robotami ziemnymi. U podnóża południowego masywu góry Telegraf, na terenie lasów i na polach ornym wsi Dyminy Łan, odsłaniają się w podglebiu piaskowce oliwkowe gruzłowe, miękkie, ilaste. W warstwach tego poziomu, odsłoniętych na Słowiku, zidentyfikowano faunę obolidową oraz trybolity *Strenuella polonica*. Znaleździło to pozwala zaliczyć piaskowce oliwkowe gruzłowe do warstw holmiowych kambru dolnego. Zgodnie z podziałem J. Czarnockiego są to warstwy holmiowe górne. Warstwy holmiowe dolne, określone przez J. Samsonowicza i S. Orłowskiego jako warstwy jasięńskie, odsłaniają się nieco dalej na południe w wykopie drogi wiejskiej w Dyminach Zagórzu. Występujące tu łupki i mułowce oliwkowe z wkładkami piaskowców kwarcowych są wyraźnie przełańdowane w kierunku północnym, co tłumaczy się naciskiem wywieranym przez nasuwane od południa piaskowce dolnego dewonu odsłonięte opodal w tejże wsi i tworzące samodzielną grzędę (ryc. 3).

Rozległy pas wychodni kambru dolnego pomiędzy górą Telegraf a Dyminami, z wyjątkiem przełańdowania związanego z dewonem, posiada upady wyłącznie północne i rozpatrywany jest jako północne skrzydło antykliny dymińskiej. Południowe jej skrzydło, zbudowane z łupków holmiowych dolnych, pokrył transgresywnie dewon synkliny gałęzickiej. W tym układzie antyklina stwarza pozory fałdu asymetrycznego. W pojęciu ogólnym omawiana jednostka składa się z resztkowo odsłoniętej antykliny i nasuniętej na nią od północy łuski góry Telegraf.

Profil dolnego dewonu odsłoniętego w drodze wiejskiej Dymin Zagórza jest bardzo urozmaicony. Bezpośrednio na kambrze holmiowym leżą łożupki brudnowiśniowe z szarogłazami zwięzłymi, krzemionkowymi, ciemnozielonymi. Wyżej spoczywają łożupki pstre i wiśniowe z wkładkami piaskowca plakodermowego jasnego, kwarcowego, zlewnego. Seria ta w stropie posiada kilkumetrowej grubości wkład zlepieńca z otoczakami kambru. Średnica otoczaków dosięga 50 cm. Zlepieńiec posiada lepsze gliniaste barwy ochrowej, skała miejscami jest luźna i nie scementowana. Na zlepieńcu spoczywają łożupki z wtrąceniami piaskowców. Kompleks ten przykrywają dolomity margliste szare, reprezentujące dewon środkowy, kuwini i eifel. Na północ od zabudowań Dyminy Łan, w miejscu gdzie wznosi się pomnik, widnieje wzniesienie zbudowane z piaskowców jasnych, kwarcowych, zlewnych dolnego dewonu. Piaskowce są tektonicznie silnie strzaskane.

Jedynymi śladami mineralizacji są tu drobne limonityczne zażelazienia i rzadkie użylenia barytowe. Warstwy zapadają na południowy wschód pod kątem około 20°. Piaskowiec tworzy odizolowany płat i leży bezpośrednio na warstwach holmiowych kambru. Płat piaskowców dewońskich traktowany jest jako ostaniec zachowany dzięki przebiegającej tu starej dyslokacji kaledońskiej. Uskok ten o biegu NNW-SSE zwą autorzy uskokiem Babiej Góry. Spowodował on, że kaledońska łuska góry Telegraf odcięta została na linii Kawetczyzna — Dyminy od Gór Posłowskich, stanowiących przedłużenie tej samej jednostki tektonicznej. W rozwiertalej przełęcz osadził się odrębnym cyklem dewon dolny, a hercyńskie odmłodzenie tej dyslokacji zakleszczyło piaskowiec plakodermowy, powodując, że zachował się on jako resztkowy płat do czasów dzisiejszych. Nazwa uskoku Babiej Góry powstała stąd, że dzięki obecności tego pęknięcia wapienie dewońskie pod wsią Suków Babie podniesione zostały jako sztywna kra, dające efektowne wypiętrzenie, zwane

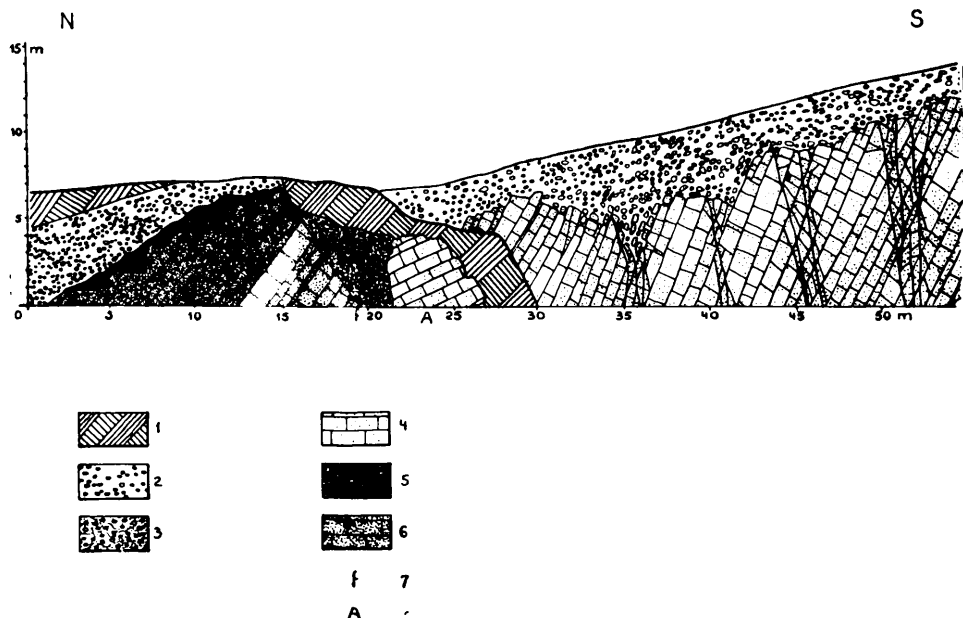
Babią Górą. J. Czarnocki na mapie geologicznej¹³ zaznacza drugi podobny ostaniec dolnodewoński, leżący na kambrze obok Dymin pod Leśniówką. Autorom mimo przeprowadzonych tu robót ziemnych nie udało się zidentyfikować tej jednostki. Przypuszcza się, że zaznaczony tu na mapie piaskowiec dewoński traktować należy nie jako odcięty płat, ale jako język wdzierający się od strony Kielc w przełęcz na linii szosy Kawetczyzna — Dyminy, gdzie dewon dolny tworzy rzeczywiście wydatną lesistą grzędę na zachód od szosy, a był dotąd traktowany jako kambr. Dopiero odkrycie w tych piaskowcach w r. 1953 brekcji kostnej i plakodermowej wyjaśniło w znacznym stopniu sytuację i pozwoliło bardziej wnikliwie przeanalizować budowę geologiczną tego rejonu.

b. Góra Bukówka

Na wschodnim stoku Gór Dymińskich w Bukówce wznosi się strome i ostro zarysowane charakterystyczne wzgórze skalne o biegu NW-SE. Bieg wzgórza wyznaczają ławice piaskowca, który odsłonięty został w licznych kamieniołomach (ryc. 7). Kamieniołomy te, czynne od wielu stuleci, dostarczają budulca i materiału drogowego dla miasta Kielc. Z analizy mapy topograficznej z roku 1887 wynika, że wzgórze to w wyniku eksploatacji obniżyło się o 3 sążnie, tj. około 17 m. Tym tłumaczyć można, że w górnych partiach łomów występują hałdy dochodzące do grubości 5 m. Eksploatacja odsłoniła piaskowiec rdzawy i szary płytowy. Piaskowiec jest krzemionkowy i zwięzły. Jednorodna w swej masie skała zawiera jedynie drobne, kilkucentymetrowe wkładki iłolupków szarych, najczęściej wtórnie zażelazionych. Piaskowiec zapada w kierunku północno-wschodnim pod kątem ok. 40° i nie tworzy przedłużenia góry Telegraf.

Ordowik Bukówki zaliczał J. Czarnocki do tzw. piaskowców dymińskich. W ubiegłym stuleciu po raz pierwszy stwierdzono tu faunę ordowicką. W piaskowcach występują liczne ramienionogi i ślimaki. Już w roku 1891 J. Siemiradzki z piaskowców Bukówki publikuje faunę brachiopodów *Orthis*. Piaskowce na świeżym przełamie wykazują barwę szarą. Barwa pochodzi cd rozproszonego w skale pyłu pirytywego. Często napotyka się skupienia kryształów pirytowych dostrzegalnych gołym okiem. W strefie wietrzeń, a szczególnie na spękaniach i uskokach piaskowiec przybiera barwę żółtą i rdzawą. Dzieje się to w wyniku rozpadu pirytu. Szczeliny spękań wypełnia wówczas ochra lub limonit naciekowy. Piaskowce ordidowe Bukówki użyłone są białym i różowym grubokrystalicznym barytem, występującym często w paragenezie z galeną. Galena tworzy tu w szczelinach spękań również samodzielne żyłki o grubości nie przekraczającej kilku centymetrów. W pierwszych latach XX wieku kamieniołomy Bukówki odsłaniały masywną żyłę barytową o grubości około 0,75 m. Odsłonięcie spowodowało, że mineralizację barytową tego punktu opisał z obszernym komentarzem w swej pracy J. F. Sjoma (1917). Piaskowce ordowiku dolnego Bukówki spoczywają na łupkach graptolitowych dolnego wenloku. Kontakt ten jest zapewne równoznaczny z nasunięciem tektonicznym. Łupki odsłaniają się w przekopie drogi wiodącej do Sukowa na odcinku, gdzie pokonuje ona kulminację wzniesienia. Warstwy biegną równolegle do drogi. W ciemnych łupkach występują rodzaje *Monograptus*, *Cyrtograptus*, *Monoclimacis*, *Paraplectograptus* i *Pristiograptus*. Podobnie łupki

¹³ J. Czarnocki *Ogólna mapa geologiczna Polski*, arkusz Kielce.



Ryc. 4. Odśłonięcie w kamieniołomie Biesak

- 1 — łaldy na terenie kamieniołomu
- 2 — piaski zwietrzelinowe pylaste, miejscami zglinione z rumoszem piaskowców kambryjskich i ordowickich jako autochtoniczne zwietrzeliny serii staropaleozoicznej, oraz zsuwy zboczowe z domieszką lessu, powstałe zapewne w plejstocenie
- 3 — glina jasnozielonawa, miejscami rdzawa i wiśniowa z rumoszem piaskowców ordowickich i kambryjskich, będąca zwietrzeliną wypełniającą strefę uskokową; wiek gliny uskokowej zapewne hercyński
- 4 — piaskowiec tremadoku jasny, glaukonitowy, krzemionkowy, na spękaniach ożelaziony i poprzecinany wiązkami pionowych szczelin wypełnionych iłem brunatnym, piaszczystym.
- 5 — kambr dolny protolenusowy — piaskowiec jasny, hieroglifowy, z licznymi strukturami sedimentacyjnymi, rdzawo- lub brudnowiśniowy, ożelaziony, skała zawiera masowo negatywy *Bardovia errans* Czarn.
- 6 — kambr dolny — piaskowiec jasny zwięzły, krzemionkowy, zażelazony brudnowiśniowo na spękaniach i powierzchniach ławic, poza tym na płaszczyznach ławic hieroglificzne nabrzmienia lub powierzchnie oczkowe; skała reprezentuje według J. Czarnockiego najwyższe warstwy kambru protolenusowego
- 7 — zlustrowana płaszczyzna uskoku rdzawa i utleniona
- 8 — ordowik, tremadok — w strefie uskokowej zaklinowany blok piaskowca grubopłytkowego, glaukonitowego, rdzawo ożelazonego na spękaniach i na płaszczyznach ławic.

graptolitowe odśłaniają się w stropie serii ordowickiej, co obserwować można we wcięciu erozyjnym, które przebiega na północny wschód od kamieniołomów, przy zabudowaniach Bukówki Zagórza. W wyniku szczegółowych prac, przeprowadzonych tu przez H. Tomczyka¹⁴, ujawniony został następujący profil.

Bezpośrednio na stropowej ławicy piaskowca ortidowego leżą silnie sprasowane, zgniecione i zlustrowane łupki ilaste barwy szarozółtej z gatunkami

¹⁴ H. Tomczyk *Wenlok i ludlow w synklinie kieleckiej Gór Świętokrzyskich.*

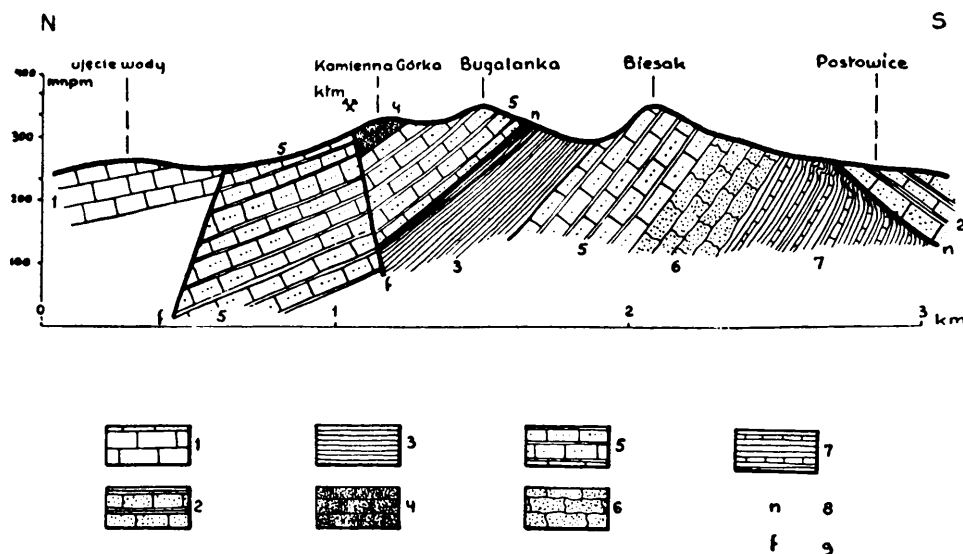
Monograptus testis i *Cyrtograptus lundgrani* oraz małżami, ramienionogami i członami liliowców. Grubość tej warstwy oceniono na 40 m. Wyżej spoczywają łupki częściowo ilaste, szare, z odcieniem żółtym i zielonawym. Zawierają one konkrecje wapienne użyłone kalcytem i barytem. Łupki występują w strefie zabudowań. Zawierają one liczne graptolity z rodzaju *Monograptus*, *Pristiograptus*, *Colonograptus* i *Plectograptus*, które odnosi się do dolnego ludlowu. Grubość serii wynosi ok. 40 m. Na łupkach szarozółtych występuje dziesięciometrowy kompleks łupków pelitowych jasnożółtych i oliwkowych z nieliczną fauną *Pristiograptus* sp. Wyżej spoczywają iłołupki wiśniowe z wkładkami piaskowców jasnych kwarcowych, a następnie dwunastometrowy kompleks piaskowcowy dolny. Warstwy te należą już do dolnego dewonu. Na piaskowcach dolnych zalegają ponownie iłołupki pstre, przykryte drugim kompleksem piaskowcowym o mniejszej grubości. W stropie tych piaskowców bezpośrednio występują dolomity szare, margliste, a kontakt przykrywają gliny zwałowe.

Prace ziemne, zlokalizowane przez H. Tomczyka¹⁵ przy zabudowaniach Ostrogórki na północnym stoku wzniesienia, odsłoniły występujące tu bezpośrednio pod piaskowcami dolnego dewonu łupki oliwkowe z nieliczną fauną graptolitową (*Pristiograptus*). Łupki zawierają przewarstwienia szarogłazów zielonych, średnioziarnistych, kostkowych. Warstwy te zaliczone zostały do ludlowu; reprezentują one fację szarogłazową, typową dla syluru górnego.

Na północ od zabudowań Ostrogórki, w dolinie oddzielającej Bukówkę od wapiennego wzniesienia Międzygórza, na skraju pól ornych i pastwisk, u podnóża dolnodewońskiej grzędy piaskowcowej widnieją stare wyrobiska górnicze. Dolina, porośnięta niegdyś krzakami, zwała się Grabiec. Na kontakcie dewonu dolnego i środkowego w ilach kuwinu eksploatowano tu w XIX w. rudę żelazną. Na podstawie analizy materiału występującego na hałdach stwierdzić można, że na obszarze nie przekraczającym 1 ha eksploatowano szybko limonit występujący pokładowo lub gniazdowo w warstwach iłów ochrowych, brunatnych i wiśniowych. Kopalnia bazowała na rudach poziomu dąbrowskiego, odbudowując jedynie czapę w strefie utlenienia. Na hałdach nie ma śladów eksploatacji rud pierwotnych (syderyty, piryty) oraz brak jest iłów czy też iłołupków czarnych z pirytem, typowych dla serii złożowej poniżej zwierciadła wody gruntowej. Brak szerszego rozwinięcia robót świadczy, że ility rudne występowały w rejonie Grabca na kontakcie piaskowców i dolomitów jedynie lokalnie, tworząc drobną soczewkę kryjącą ubogie złożo niskiej jakości. Wydobyte rudy limonitowej świadczy, że roboty prowadzono na niewielkiej głębokości, nie przekraczającej 40 m. Nie jest wykluczone, że występujące głębiej siarczki i wiązania węglanowe żelaza nie tworzą w ogóle koncentratów mogących być przedmiotem eksploatacji.

Odsłonięcia w rejonie Bukówki Zagórza wyjaśniają, że na piaskowcach dewonu dolnego, emsu, leżą bezpośrednio dolomity margliste dewonu środkowego; nie ma tu ilastej facji kuwinu zastąpionej przez dolomity. Zmiany te są typowym zjawiskiem na obszarze Gór Świętokrzyskich dla paleografii tego zmiennego i niestalego poziomu rudnego. Góra Bukówka tworzy asymetryczne siodło zbudowane w swym jądrze z utworów ordowiku i syluru. Utwory te obrzeżone są serią dewońską. Piaskowce ordowiku tworzą sztywne

¹⁵ Ibid.



Ryc. 5. Przekrój przez Góry Połowskie na wysokości kamieniołomu Bieszczady

- 1 — dewon, żywet górny — wapień szary, zwężony, gruboławicowy, amfiporowy
- 2 — dewon dolny, ems — piaskowce kwarcowe jasne ze szczątkami plakoderm i ilitki jasne, szare, wiśniowe i ochrowe
- 3 — sylur dolny, wenlok i ludlow dolny — łupki ilaste szarożółte graptolitowe
- 4 — ordowik dolny, przypuszczalnie tremadok — piaskowce krzemionkowe, gruboławicowe, glaukonitowe bez fauny
- 5 — kambr dolny, warstwy protolenusowe — piaskowce oczkowe i hieroglifowe z *Bardovia errans* oraz ilitki jasne, wiśniowe i żółte
- 6 — kambr dolny, warstwy holmowe górne — piaskowce oliwkowe gruzłowe
- 7 — kambr dolny, warstwy holmowe dolne — mułowce szare wietrzejące oliwkowo z wkładkami piaskowca kwarcowego zlewnego
- 8 — nasunięcia tektoniczne
- 9 — uskoki przecinające kompleksy skalne w płaszczyźnie pionowej

skrzydło, nasunięte w kierunku antykliny dymińskiej na łupki graptolitowe. W stropie ordowiku występuje również sylur, a odsłonięcia ujawniają, że jest on tu również nasunięty. Brak najniższego ordowiku w rejonie Bukówki przemawia za tym, że piaskowce tremadoku mogły się tu nie osadzić. Nie jest wykluczone, że piaskowce ordidowe Bukówki związane są z lanwirnem.

Nawiązanie siodła Bukówki do tektoniki Gór Dymińskich nie jest proste, przede wszystkim dlatego, że starszy paleozoik rozbity tu został na poszczególne sztywne bloki, różnie zorientowane, a uskoki kaledońskie w przeważającej części przykrył później dewon dolny.

c. Góry Połowskie

Góry Połowskie tworzą lesiste pasmo długości 6 km, biegnące równoleżnikowo i tworzące zachodnie przedłużenie Gór Dymińskich, oddzielone od Telegrafu rozległą przełęczą, którą wykorzystuje droga biegnąca z Kielc do Dymyń. Od strony południowej pasmo obramowane jest polami ornymi wsi Połowice, od zachodu urywa się stromo, przecięte poprzecznym przełomem

rzeki Bobrzy, zwanej tu niegdyś Trupieńcem. Doliną rzeki biegnie szosa kra-kowska oraz linia kolejowa. Od strony północnej pasmo opływa rzeka Sil-nica.

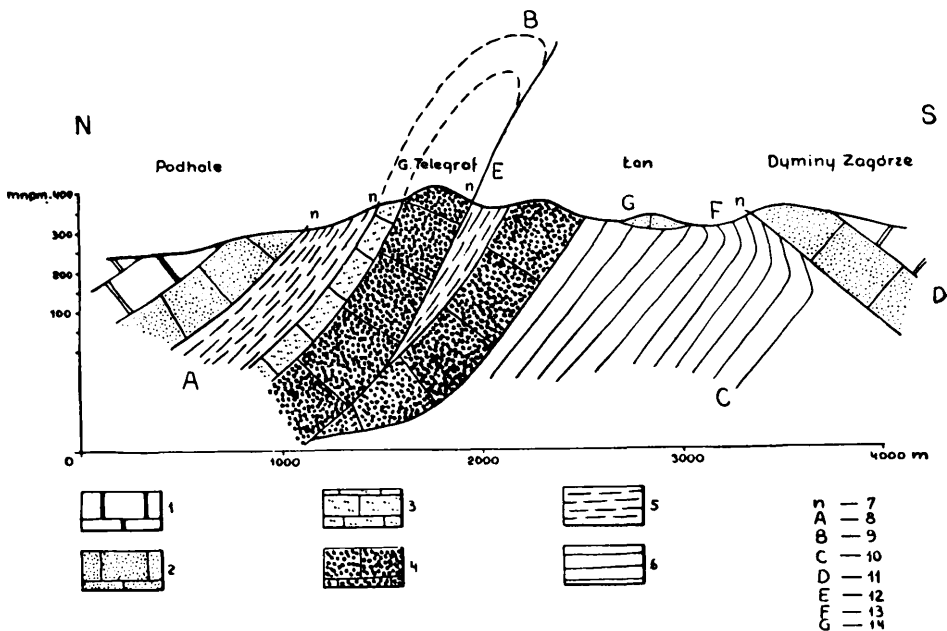
Góry Posłowskie składają się z dwóch równoległych łańcuchów wzgórz zbudowanych ze skał dolnokambryjskich. Są to piaskowce hieroglifowe z lo-kalną kwarcytyzacją i z wkładkami iłolupków, mułowców i szarogłazów. Seria ta posiada zasadniczo zabarwienie szare. W strefie wietrzeń wkładki ilaste przyjmują barwę pstrą, złożoną z kolorów jasnego, seledynowego, och-rowego i wiśniowego. Piaskowce na płaszczyznach ławic i w spękaniach uzy-skują odcień rdzawy, brunatny lub brudnowiśniowy. Poza tym w strefach silnie strzaskanych tektonicznie występują użylenia i niewielkie skupienia ulwodnionych tlenków żelazowych i żelazowo-manganowych.

Urozmaicone zabarwienie serii skalnej podyktowane zostało migracją ruchliwych jonów żelaza, wyzwolonych w strefie położonej powyżej zwier-ciadła wody gruntowej z wiązań siarczkowych rozproszonych pelitycznie w skałach. Piryty poza formą rozproszoną tworzy tu pospolicie konkretje w piaskowcach. Są one zwykle rozłożone i zmieniają się w kuliste próżnie w otoczkach żelazistych rdzawych lub wiśniowych. Rzutuje to na chemizm niedotlenionego środowiska w dolnokambryjskim basenie sedimentacyjnym, gdzie powstawały potężnej miąższości kompleksy fliszopodobne.

Piaskowce fliszowe, zaliczane do wyższej części kambru dolnego (war-stwy protolenusowe), cechują się w omawianym rejonie wybitnym ubóstwem fauny. Korelacja z poszczególnymi poziomami stratygraficznymi oparta jest na cechach litologicznych i podobieństwie do innych odsłonień w Górach Świętokrzyskich, udokumentowanych paleontologicznie. Najbliższy punkt, gdzie opracowana została skąpa fauna dolnego kambru, leży w przełomie rzeki Bobrzy na Słowiku. Piaskowce hieroglifowe w obu łańcuchach składa-jących się na Góry Posłowskie zapadają stromo w kierunku północnym i po-siadają bieg równoleżnikowy z niewielkim odchyleniem w kierunku NW. Podmokła dolina, oddzielająca łańcuch północny Gór Posłowskich od łańcu-cha południowego, wymodelowana została przez erozję w łupkach grapto-litowych dolnego syluru. Łupki ilaste oliwkowe z fauną *Monograptus* i *Car-diola* odsłaniają się w wąwozach erozyjnych wciętych w dno doliny na po-łudnie od Góry Orlej (skocznia narciarska) i góry Bugalanki.

Na podstawie morfologii terenu zakładać można, że sylur tworzy tu ciągły pas o szerokości około 200 m. Łupki zapadają w kierunku północnym zgodnie z nachyleniem warstw kambru. Od strony Kielc na stoku łańcucha północnego występują znacznej miąższości zsuwy zwietrzelinowe wieku plej-stoceńskiego. Miąższość ich w wielu wypadkach osiąga kilkanaście metrów, poza tym u podnóża pasma zazębiają się one z piaskami akumulacji lodow-cowej rozwiniętymi głównie na lokalnym materiale.

W wąwozie erozyjnym, biegnącym południkowo na wschód od skoczni narciarskiej, odsłonięto w roku 1934 pod nadkładem zwietrzelinowym gru-bości 5—7 m piaskowce jasne, żółtawe, płytowe, zwięzłe, krzemionkowe z rzad-ką, źle zachowaną fauną obolidową. Piaskowce eksploatowano dla potrzeb dro-gowych przy budowie miejscowego stadionu. W ten sposób odsłonięte zostały warstwy dolnego ordowiku. Skała zapada podobnie jak kambr stromo w kie-runku północnym. Kontakt ordowiku i kambru nie był tu nigdy odsłonięty. W ogólnym zarysie profil Gór Posłowskich zgodny jest z profilem góry Te-legraf, bowiem na odcinku między stadionem i skocznią narciarską wykazuje



Ryc. 6. Szkic tektoniczny antykliny dymińskiej. Kompleksy skalne zachowujące się jako sztywne bloki:

- 1 — dewon środkowy, eifel i żywet — dolomity
- 2 — dewon dolny, ems — piaskowce
- 3 — ordowik dolny, tremadok i arenig — piaskowce
- 4 — kambr dolny protolenusowy — piaskowce

Serie łupkowe plastyczne, w obrębie których następowały zafałdowania, odkłuciami wyciśnięcia oraz nasunięcia tektoniczne:

- 5 — sylur dolny, najwyższy wenlok i dolny ludlow — łupki ilaste graptolitowe
- 6 — kambr dolny holmiowy — łupki ilaste i mułowce
- 7 — stwierdzone kontakty tektoniczne

Wydzielone elementy tektoniczne:

- 8 — skrzydło południowe synkliny kieleckiej powstałej w kambrze i sylurze a uformowanej ostatecznie w karbonie
- 9, 10 — antykлина dymińska wydzwignięta w kambrze i załuskana w ruchach kaledońskich a następnie speneplenizowana i pogrążona w płytkim dewońskim basenie sedimentacyjnym
- 11 — skrzydło północne synkliny gależickiej zaangażowane tektonicznie dopiero ruchami hercyńskimi
- 12 — łuska dymińska wieku kaledońskiego obejmująca jedynie osady staropaleozoiczne od syluru górnego włącznie
- 13 — przefaldowanie kambru wywołane naciskiem sztywnego bloku dewońskiego podczas ruchów hercyńskich
- 14 — płat osadów dolnego dewonu spoczywających niezgodnie na kambrze zaklinowany częściowo uskokiem Babiej Góry



Ryc. 7. Odsłonięcie piaskowców dolnego ordowiku w kamieniołomie na Bukówce

analogiczną budowę jak Góry Dymińskie. Mamy tu też do czynienia z podobnym załuskaniem mas staropaleozoicznych. Zasadniczo różnica polega jedynie na tym, że w rejonie stadionu bezpośrednio na ordowiku, a nawet na kambrze spoczywa dewon (mułowce i iłowce, a wyżej piaskowce krzemionkowe). Brak jest tu łupków sylurskich, na których dewon spoczywa wybitnie przekraczając. Pochylenie warstw dewońskich nie osiąga 45° . Dewon dolny wdziera się wydłużonym językiem w przełęcz szosy Kielce — Dyminy, gdzie buduje wydatne wzgórze na zachód od drogi. Dewon ten łączy się niewątpliwie z dewonem dolnym Dymin.

Przełęczą Kielce—Dyminy przebiega stary posylurski uskok Babiej Góry i obcina sylur Gór Dymińskich, powodując, że nie przechodzi on na zachód od linii szosy, ustępując miejsca warstwom dolnodewońskim, ujawniającym transgresywny charakter. W zachodnim przedłużeniu północnego grzbie-

tu Gór Posłowskich, a mianowicie na północnym stoku góry Bugalanki, rysuje się wydalny garb, zwany Kamienną Górką. W czynnym od pół wieku kamieniołomie odsłonięte tu serie posiadają interesujący układ warstw dający nowy pogląd na budowę Gór Posłowskich, wchodzących w skład antykliny dymińskiej. W kamieniołomie, zwanym Biesak, eksploatacja odsłoniła kompleks piaskowców dolnego ordowiku (ryc. 4). W profilu czterdziestometrowej ściany odsłania się piaskowiec jasny, glaukonitowy, o wyraźnym zielonym odcieniu. Piaskowiec ten jest zwięzły, krzemionkowy, grubopłytkowy i miejscami szczególnie w warstwach spągowych posiada podrzędne wkładki iłołupków zielonych. Grubość wkładek dosięga niekiedy 50 cm. Poza tym seria jest zupełnie jednorodna. Warstwy zapadają na północ pod kątem 54°. Kompleks nie jest zmineralizowany i cechuje się tylko obecnością pionowych ciosowych spękań, przechodzących miejscami w wiązki strzaskañ wypełnionych iłem brunatnym plastycznym. W piaskowcach brak śladów skamieniałości. W północnej i najstarszej części kamieniołomu odsłania się dwudziestometrowej szerokości strefa uskokowa, gdzie w glinie zielonkawej z rumoszem zaklinowany jest blok piaskowca glaukonitowego. Blok posiada północne pochYLENIE warstw, wynoszące 20°.

Od strony północnej odsłania się piaskowiec oczkowy zwięzły, krzemionkowy, lokalnie zażelazony. Piaskowiec ten na kontakcie z serią glaukonitową jest zlustrwany. Warstwy piaskowca oczkowego cechuje upad północny rzędu 48°. Na piaskowcach oczkowych spoczywa seria piaskowca hieroglifowego z *Bardovia errans* i *Obolus*. Piaskowiec ten odsłonięty jest w profilu 20 m. Dalej w kierunku północnym schodzi on pod nadkład zwietrzelinowy przekraczający tu 10 m.

W kamieniołomie Biesak eksploatowane są piaskowce glaukonitowe ordowiku, przynależne zapewne do tremadoku. Są one zaklinowane w obramowaniu piaskowców hieroglifowych dolnego kambru. W przypadku przyjęcia budowy zgodnej z profilem góry Telegraf i Góry Orlej (skocznia narciarska) ordowik, leżący w skrzydle północnym łuski dymińskiej, spoczywając na kambrze winien mieć w stropie sylur, czy też, jak to obserwujemy na stadionie, dewon dolny. W przypadku kamieniołomu Biesak ordowik, leżący na kambrze, kontaktuje od północy również tektonicznie z kambrem, co świadczy, że obszar północny został wydzwignięty w formie horstu (ryc. 5). W ten sposób pojawia się w antyklinie dymińskiej nowa podrzędna jednostka „horst Biesaka”.

Na północnym skraju lasu wapienie zapadają na północ pod kątem 18°. Od kamieniołomu Biesak dzieli je odległość 900 m. Na tym odcinku przy tak niewielkich upadach warstw nie mieści się kompletny profil, od kambru poprzez ordowik, sylur i dewon. W związku z tym należy przypuszczać, że horst Biesaka od północy kontaktuje tektonicznie bezpośrednio z wapieniami dewońskimi przy całkowitym braku serii pośrednich. Zjawiska takie obserwuje się często w zachodnim przedłużeniu antykliny dymińskiej na terenie wsi Zawada i Szewce. Horst Biesaka ma przypuszczalnie zasięg o tyle ograniczony, że od wschodu zamyka go uskok poprzeczny, biegnący spomiędzy góry Brusznicy i góry Grabiny na południe przez Góry Posłowskie w kierunku Posłowic. Od zachodu obcina go przypuszczalnie uskok białogoński, formujący przełom rzeki Bobrzy na Słowiku. Horst Biesaka zniekształca w znacznym stopniu ogólny plan budowy Gór Posłowskich, a w szczególności łuski, która rozpada

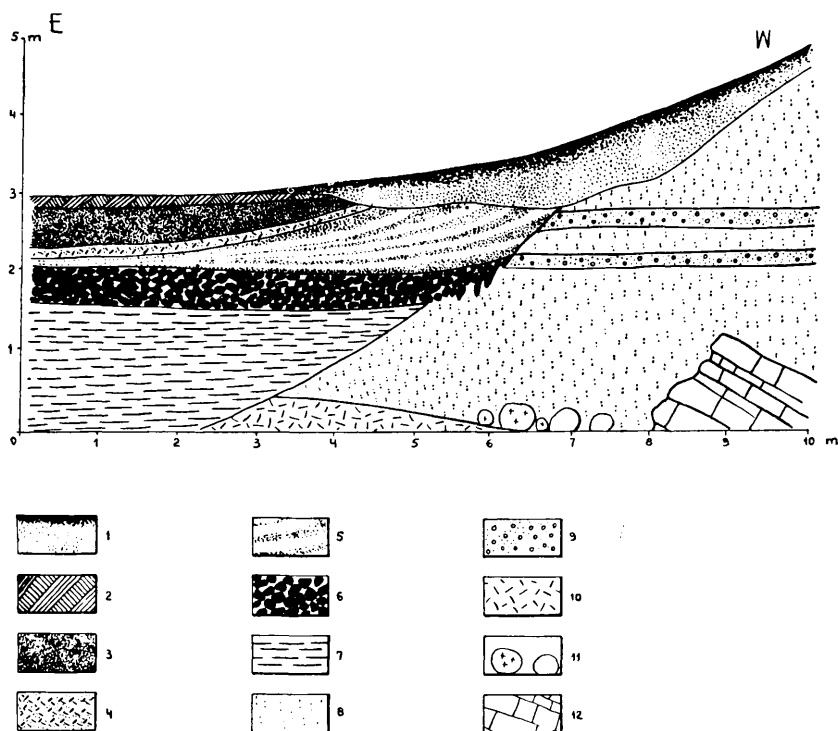
się na fragmentaryczne bloki. Zbadanie północnego kontaktu horstu z dewonem Doliny Białogońskiej pozwoli określić jego wiek. Przy braku dyslokacji obcinającej dewon — horst uznany zostanie za utwór kaledoński.

d. Góry Zgórskie

Wyniosłe i rozczłonkowane, zalesione pasmo leży w przedłużeniu zachodnim Gór Posłowskich, rozciągając się od przełęczy Słowik po wieś Rykoszyn. Na odcinku liczącym 8 km obserwuje się trzy różne, równoległe do siebie biegnące łańcuchy wzniesień i silnie zaakcentowane doliny erozyjne. W części zachodniej, począwszy od wsi Jaworznia, oś pasma obniża się i trzy wymienione łańcuchy wzniesień zbiegają się w jeden rozczłonkowany i przechodzący stopniowo w pojedyncze oddzielne wzgórza ustawione szeregowo. Ogólny bieg pasma skierowany jest z południowego wschodu na północny zachód. Kierunek ten nie jest zgodny z biegiem Gór Dymińskich i Pasma Posłowskiego, rozciągających się raczej równoleżnikowo, gdyż tak dyktował bieg budujących je warstw skalnych, a więc przede wszystkim piaskowców hieroglifowych dolnego kambru. Z tych samych warstw zbudowane są dwie najwyższe grzędy Gór Zgórskich. Pozycję stratygraficzną piaskowców określono już z początkiem XX w. w oparciu o skąpą faunę odnalezioną w odkrywkach zachodniego zbocza przełęczy na Słowiku.

Na zachodnim brzegu rzeki Bobrzy przy pobliskich zabudowaniach odsłaniają się pod lessem piaskowce gruzłowe, szarogłazowe, oliwkowe, kruche, przeławicane łupkami i lokalnie skwarcytyzowane. W warstwach tych, zapadających w kierunku północnym, stwierdzono występowanie trylobitów *Strenuella polonica* i ramienionogów w rodzaju *Obolus*. Piaskowce gruzłowe reprezentują górne warstwy holmione kambru dolnego. Nieco dalej w kierunku północnym na stromym zboczu nad rzeką znajduje się odsłonięcie piaskowców hieroglifowych z *Bardovia errans* i *Strenuella kiaeri*. Piaskowce należą do warstw protolenusowych, stanowiących wyższą część kambru dolnego. Na stronie północnej Gór Zgórskich ciągnie się grzbiet zbudowany z piaskowców ordowiku. Występujące tu piaskowce dymińskie odsłaniają się w szeregu drobnych odkrywek w pobliżu wsi Zalesie. Skała zapada w kierunku północnym, jest różowa lub żółta, najczęściej wiśniowoplamista, zwięzła, krzemionkowa, płytowa i zawiera liczną faunę typową dla piaskowców ortidowych, a więc formy *Nicolella moneta*, *Orthambonites caligramus*, *Lycophoria nucella*, *Bellerophon polonicus* i *Monticulipora petropolitana*. Zespół ten świadczy o przynależności stratygraficznej piaskowców do arenigu i, być może, dolnego landeilu. Kontakt ordowiku z kambrem nie jest odsłonięty w rejonie Zalesia. Przypuszczać należy, że brak jest tu osadów tremadoku. Dalej na zachód, w rejonie Jaworzni, na stoku północnym pasma bezpośrednio z kambrem kontaktuje dewon dolny, stwierdzony tu przy opracowaniu punktów barytonośnych, powtarza się więc sytuacja obserwowana w Górach Posłowskich na wysokości Barwinka i Kawetczyzny, gdzie również na północnym zboczu gór, na piaskowcach kambru dolnego leży transgresywna seria dolnodewońska z wyeliminowaniem ordowiku i syluru.

Na odcinku pomiędzy wsią Stanisławów i Rykoszyn kambr dolny, rozcięty erozją na odosobnione kopulaste wzgórza, znika pod iłowcami i łupkami wiśniowymi najniższego triasu, którym towarzyszą w wyższych warstwach piaskowce. Trias leży tu dość płasko i upady warstw nie przekraczają 20°, podczas gdy piaskowce kwarcowe cienkopłytowe kambru odsłonięte w starym kamieniołomie na górze Malinowiec ustawione są stromo, wykazując



Ryc. 8. Utwory czwartorzędowe w dolinie rzeki Lubrzanki. Ideowy profil geologiczny zestawiony na podstawie rejestracji odsłonień rozmieszczonych pomiędzy Wolą Kopcową a Sukowem

- 1 — gleba jasnoszara, piaszczysta, rozwinięta na holocenijskim zsuwie zboczym
- 2 — gleba szara, mułkowa, powstała w madzie rzecznej niskiego tarasu zalewowego
- 3 — piasek szary, drobnziarnisty, pylasty, holocenijski osad rzeczny występujący na obszarze niskiego tarasu zalewowego
- 4 — glina ciemna, rdzawa, plastyczna, holocenijski osad rzeczny wykształcony na bazie niskiego tarasu zalewowego
- 5 — piasek szary, drobnziarnisty, holocenijski zsuw zboczowy starszej generacji
- 6 — mułek przepełniony zwęglonymi odłamkami drzewnymi, holocenijski osad rzeczny
- 7 — mułek szary zgliniony, holocenijski osad rzeczny
- 8 — piasek żółty, drobnziarnisty, warstwowany, plejstocenijska akumulacja wodnolodowcowa, starsza wiekowo od doliny rzeki Lubrzanki
- 9 — pospółka drobnziarnista, tworząca zwykle w piaskach wodnolodowcowych dwie charakterystyczne warstwy
- 10 — glina zwałowa, resztkowo zachowana w postaci płatów napotykanym na miękkim łupkowym podłożu starszym
- 11 — głazy narzutowe i bruk przemytej moreny, zachowane miejscami bezpośrednio na podłożu starszym
- 12 — skały paleozoiczne podłoża starszego

nachylenie północne rzędu 70° . Odsłonięte tu kontakty między kambrem i triasem dolnym mają charakter osadowy i nie są wynikiem odkłuc i nasunięć tektonicznych.

W obrębie Gór Zgórskich pomiędzy dwoma zasadniczymi łańcuchami wzniesień kambryjskich przebiega, podobnie jak w Górach Poślowskich i Dy-

mińskich, dolina. Nie stwierdzono w niej jednak występowania łupków sylurskich i dlatego zakłada się, że plastyczne te warstwy zostały całkowicie wyciśnięte, niemniej Góry Zgórskie są dalszym zachodnim przedłużeniem antykliny dymińskiej i odpowiednik łuski Telegrafu i Gór Posłowskich jest tu silniej wyprasowany tektonicznie z całkowitym wyciśnięciem plastycznych mas sylurskich. Z tym wiąże się również kwestia skośnego, a nie równoległego zorientowania tej jednostki w stosunku do osi Gór Posłowskich i Dymińskich. Zmiana kierunku biegu pasma spowodowana została niewątpliwie przy ruchach cyklu alpejskiego, kiedy idące od południa naciski nasuwanej serii mezozoicznej zepchnęły na północ zachodnią, zagłębiając się pod mezozoik część antykliny checińskiej, jak również pozostający w podobnym układzie odcinek Gór Zgórskich.

II. ANTYKLINA MÓJCZAŃSKA

a. Góra Skała

Wzgórza wsi Mójczy położone są na wschód od antykliny dymińskiej pomiędzy Bukówką i doliną rzeki Lubrzanek. Wzniesienie Bukówki oddziela od wzgórz Mójczy rozległa i głęboko wcięta dolina, wypełniona osadami dewonu. W obrębie wsi Mójczy począwszy od kaplicy ciągnie się w kierunku południowo-wschodnim góra Skała.

Od zamierzchłych czasów dostarczała ona kilku odmian kamienia budowlanego i drogowego. W starych wyrobiskach zboczowych odsłonięte są żółte piaskowce kwarcowe, hieroglifowe, kambru dolnego, protolenusowego, oraz rdzawe płytowe piaskowce, tzw. ortidowe, i wapień szary, zwężły, dolnego ordowiku. Budowa geologiczna góry Skała jest prosta, jedynie liczne uskoki powodują tu zaburzenia komplikujące tektonikę tej symetrycznej pierwotnie antykliny.

Wzdłuż szczytu góry odsłania się bezpośrednio w podglebiu kambr dolny, protolenusowy, w postaci piaskowców oliwkowych, rdzawych, gruzłowych, hieroglifowych, lokalnie skwarcytyzowanych. Piaskowce te są silnie strzaskane i limonitycznie ożelazone. W połowie długości góry na zboczu północno-wschodnim znajduje się kamieniołom, odsłaniający warstwy kambru, które zapadają w kierunku północno-wschodnim pod kątem 30°. Na stoku południowo-wschodnim znajdują się odkrywki ordowiku, tj. piaskowców rdzawych, żółtych, płytowych, zwężłych, krzemionkowych, które zapadają na południowy zachód pod kątem około 20°. Są one silnie strzaskane tektonicznie, a w szczelinach spękań występuje ochra oraz uwodnione tlenki żelazisto-manganowe, smoliste, czarne lub brunatne. W piaskowcach tych występuje masowo *Nicolella moneta*, *Orthambonites caligramus*, *Clitambonites plana* i *Lycophoria nucella*, poza tym występują tu rzadkie trylobity *Cybele bellatula*, *Asaphus*, *Iliaenus* i *Nileus*. Ze ślimaków pojawia się *Bellerophon polonicus*, a z mszywiolów *Monticulipora petropolitana*. Na zboczu północno-wschodnim, w pobliżu zabudowań wsi oraz kaplicy, odsłaniają się wapień szary, cienkopłytowy, o nieregularnych płaszczyznach ławic. Wapień zawiera liczne trylobity *Harpes*, *Cheirurus*, *Phacops*, *Iliaenus* i *Asaphus*, ramienionogi *Nicolella* i szczątki pierwotnych szkarłupni. Wapień zapadają w kierunku północno-wschodnim pod kątem 40°. Bezpośrednio na nich zalegają wapień szary, miejscami o strukturze oolitowej z *Endoceras*. Serię wapieni zamykają w stropie wapień czerwony, marglisty, z trylobitem *Iliaenus polonicus*.



Ryc. 9. Piaski akumulacji lodowcowej, odsłonięte w dolinie rzeki Lubrzanki pod Domaszowicami

Nieco poniżej opisanej odkrywki H. Tomczyk robotami ziemnymi odsłonił kontakt wapieni z wyżej leżącymi łupkami graptolitowymi dolnego syluru. Roboty ziemne, biegnąc w kierunku NE, dały pełny profil w poprzek podmokłej doliny oraz odsłoniły warstwy syluru górnego, a więc łupki i szarogłazy budujące wzgórze położone na północ od góry Skała. Warstwy dolnego syluru stwierdzone na kontakcie z wapieniami są reprezentowane przez łupki ilaste żółte i żółtawoszare, w spągu wapniste, zawierające przewodnie gatunki *Cyrtograptus lundgreni* i *Monograptus testis*, poza tym małże, ramienionogi, głowonogi, liliowce i trylobity z rodzaju *Ontopleura*, *Aulacopleura* i *Proetus*. W spągowej części łupków według H. Tomczyka¹⁶ dominuje fauna graptolitowa. Łupki graptolitowe na kontakcie wykazują strome ustawienie warstw, przy czym rozciągłość ich jest uzależniona od biegu sztywnych warstw ordowiku. Miąższość omawianej serii łupków wynosi przeciętnie 30 m.

¹⁶ Ibid.

Młodsza od nich jest seria o grubości około 45 m, składająca się z podobnych litologicznie łupków ilastych, zawierających bulaste konkracje wapienne użyłone kalcytem. Łupki są silnie sprasowane i posiadają podobny do wapieni ordowickich upad $NE-40^{\circ}$. W warstwach występują źle zachowane trylobity, małże i głowonogi. Wyżej leżą łupki oliwkowe z konkracjami wapnistymi i fauna, reprezentowaną przez rodzaje *Monograptus*, *Spinograptus*, *Pristiograptus* i *Colonograptus*. W warstwach występują też liczne małże, ramienionogi, głowonogi i liliowce. Upad wynosi $12-35^{\circ}NE$. Grubość poziomu oceniana jest na około 20 m.

Najwyższym wreszcie poziomem w serii graptolitowej są łupki twarde, ciemne, szare i szarzielonawe, mikowe, z liczną fauną *Monograptus*, *Globosograptus*, *Pristiograptus*, *Saetograptus* oraz *Cardiola*, *Salva*, *Antipleura*, *Dawsonoceras* i *Kionoceras*. Łupki zapadają w kierunku północno-wschodnim pod kątem 30° , miąższość ich wynosi 20 m, w stropie występują łupki i łożupki szarzielone i szare, sprasowane, nie zawierające fauny. Pakiet ten, o grubości kilku metrów, podściela bezpośrednio kompleks szarogłazowy syluru górnego i tworzy warstwy przejściowe.

Ogólnie biorąc, łupki graptolitowe, odsłonięte robotami ziemnymi w Mójczy na północnym stoku góry Skała, tworzą monoklinalnie pochylone skrzydło antykliny i składają się wyłącznie z warstw przynależnych do najwyższego wenloku i dolnego ludlowu. Łupki szarogłazowe i szarogłazy oliwkowe, rdzawe i brunatne, budujące wzniesienie na północ od góry Skała, to warstwy ludlowu górnego. Szarogłazy budujące wzgórze północne wykazują upad NE rzędu 30° i jedynie w części zachodniej przy drodze wiejskiej warstwy zapadają pionowo, co jest związane z lokalnymi zaburzeniami tektonicznymi, spowodowanymi przebiegającym tu od południa wzdłuż wsi uskokiem. Na szarogłazach spoczywają bezpośrednio łożupki pstre seledynowe, żółto- i wiśniowoplamiste oraz piaskowce kwarcowe zlewne ze szczątkami plakoderm. Jest to dewon dolny, odsłonięty dość kompletnie w studniach i w erozyjnej dolinie strugi. Kontakt dewonu z szarogłazami nie ujawnia wyraźnego nasunięcia tektonicznego, gdyż obejmuje on warstwy plastyczne i podlegające deformacjom.

Poza wymienionymi odsłonięciami warto wymienić jeszcze dwa stare kamieniołomy, zlokalizowane w południowej części góry Skała, gdzie wzgórze rozwidła się w sposób wyraźny. W kamieniołomach tych odsłaniają się piaskowce żółte i rdzawe, zapadające na południowy zachód pod kątem 20° . Odsłonięty tu ordowik buduje południowo-zachodnie skrzydło antykliny góry Skała.

Najdalej na SE wysuniętą odkrywką piaskowca ortidowego jest kamieniołom położony na zboczu doliny rzecznej. Warstwy zapadają tu pod kątem 25° w kierunku północno-wschodnim i stanowią północno-wschodnie skrzydło antykliny. Na południe od góry Skała odsłaniają się w licznych punktach łupki szarogłazowe i szarogłazy ludlowu górnego. W wąwozie erozyjnym przy starym kamieniołomie autorzy odsłanili kontakt pomiędzy serią szarogłazową a leżącymi niżej piaskowcami ordowiku. Kontakt ten ma charakter nasunięcia tektonicznego.

Bezpośrednio na piaskowcach ordowiku spoczywają silnie zażelazone łupki szarogłazowe i pelitowe o barwie ciemnej, prawie czarnej. Łupki zapadają w kierunku południowo-zachodnim pod kątem 20° , zgodnie z warstwami ordowiku.

Na południe od góry Skała, w polach ornym, zaznacza się niewielkie wzniesienie, zbudowane również z serii szarogłazowej górnego syluru. Odślonięte tu łupki pelitowe barwy oliwkowej oraz średnioziarniste detrytyczne szarogłazy rdzawozielonawe, ciemne na spękaniach, zażelazione, wykazują również upad SW—20°.

Góra Skała tworzy symetryczną antyklinę zbudowaną z utworów serii staropaleozoicznej, która jest obramowana osadami dewońskimi. Kierunek NW—SE antykliny mójczańskiej powstał w wyniku uskoków młodszych, które zaburzyły i odchyliły pierwotny równoleżnikowy kierunek biegu tej antykliny. W wyniku hercyńskiego odmłodzenia tych stref dyslokacyjnych utwory dolnego i środkowego dewonu są tu również przemieszczane. W obrębie wsi Mójczy, na zachodnim stoku góry Skała, bezpośrednio z kambrem tektonicznie kontaktują dolomity eiflu w płaszczyźnie pionowego uskoku, który odsłonięty jest w odkrywkach eksploatacyjnych, gdzie dolomity zapadają stromo na NE. Świadczy to, że góra Skała jest tektoniczną formą kaledońską. Fałd jest dziś zniekształcony i posiada formę dwóch bloków, wydźwigniętych w płaszczyznach dyslokacyjnych. Zniekształcenie antykliny spowodowane jest uskokiem, przebiegającym szczytem góry równolegle do jej osi. Uskok ten odsłonięty został w łomie szarych wapieni ordowiku, które kontaktują bezpośrednio z strzaskanymi piaskowcami hieroglifowymi kambru. Kontakt tektoniczny polega na tym, że wapień zapadają w kierunku NE pod kątem 40°, podczas gdy kambr wykazuje upad SW — 20°.

Na tej linii dyslokacyjnej z końcem XIX w. W. Kondaki¹⁷ prowadził sztywne roboty poszukiwawcze w wapieniach za galeną. Roboty dały wyniki negatywne. W wapieniach stwierdzono jedynie drobne użylenia, nie posiadające znaczenia praktycznego. Odślonięte w kamieniołomach wapień i warstwy kambryjskich piaskowców w sąsiednim łomie leżą na NE od strefy uskoku i reprezentują blok, który stanowił północno-wschodnie skrzydło antykliny. Wszystkie kamieniołomy odsłaniające piaskowiec ortidowy, z wyjątkiem łomu nad rzeką, cechują się południowo-zachodnim upadem warstw skalnych. W środkowym, największym kamieniołomie roboty odsłoniły również kontakt ordowiku z kambrem. Była to strefa około 7 m szerokości, gdzie piaskowce ortidowe zostały silnie zbrekcjowane. Spękania cementowała ochra lub smoliste tlenki żelazowo-manganowe. W spękaniach piaskowca ordowickiego tektonicznie zaklinowane były bryły i gruz drobny skał kambryjskich. Odsłonięcie tej strefy w ścianie kamieniołomu zadecydowało o zaprzestaniu tu robót, które stały się nierentowne. Piaskowce ortidowe budują blok, stanowiący południowo-zachodnie skrzydło antykliny. Od południa na piaskowce nasunięty jest tektoniczny sylur górny, wypełniający dolinę o charakterze synkinalnym, która oddziela górę Skała od bardziej na południe położonego fałdu obalonego Góry Krzyżnej. Zakładając kaledoński wiek omawianych elementów tektonicznych, podkreślić należy fakt, że w synklinie, leżącej pomiędzy górą Skała i Górą Krzyżną nie ma osadów paleozoiku młodszego (ryc. 11).

b. Góra Krzyżna czyli Zalasna

Na południe od góry Skała, w odległości jednego kilometra wznosi się masywne wzgórze zwane Górą Krzyżną czyli Zalasną (ryc. 10).

¹⁷ W. Kondaki *O kopalniach rud ołowiu i miedzi okolic Kielc i Chęcin*, „Przegląd Techniczny”, Warszawa 1884, Nr 34, s. 43.

Na wierzchołku wzgórza odsłania się kambr dolny w postaci piaskowców hieroglifowych; jest to skała jasna i żółtawa, zlewna, lokalnie zsylikowana, przekładana łupkami ilastymi i mułowcami. Warstwy zapadają na południe pod kątem 20° . Struktury sedymentacyjne (hieroglify) wskazują na odwróconą kolejność warstw. Bieg warstw jest równoleżnikowy.

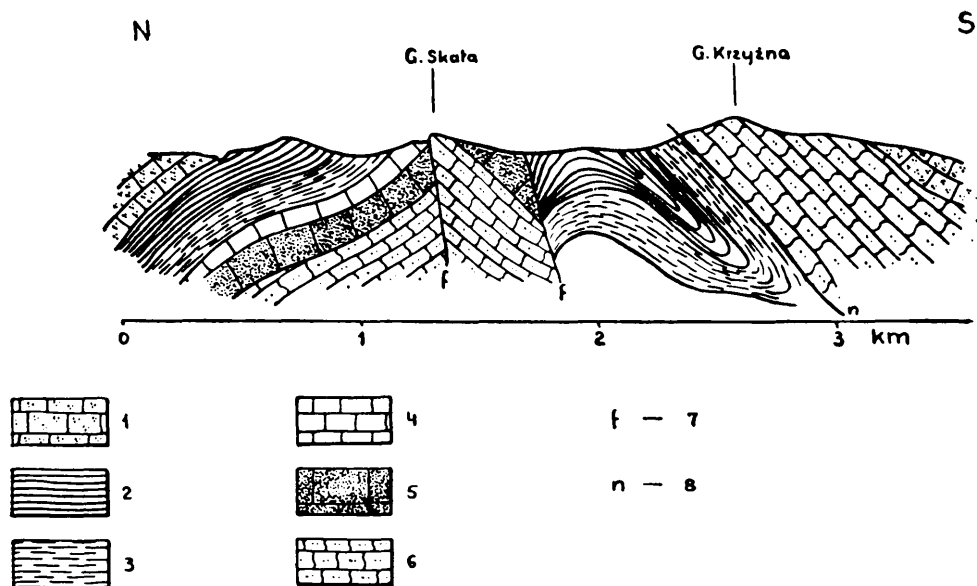
Na stromiznie zbocza północnego sypie się autochtoniczna zwietrzelina piaskowców hieroglifowych, przekładanych podrzędnie łożupkami, lokalnie występują wkładki piaskowców oczkowych oraz gruzłowych, zażelazionych. Przy odwróconej kolejności następstwa warstw są to poziomy najmłodsze.

Na łagodnym zboczu południowym występują piaskowce zrostkowe i gruzłowe, ilaste, miękkie i łożupki. Osady te wykształceniem facjalnym odpowiadają mogą warstwowi halmiowemu górnemu kambru dolnego. Na piaskowcach tych leży wkraczający na nie od południa dewon dolny w postaci łożupków wiśniowych pstrych z podrzędnymi wkładkami piaskowców kwarcowych, jasnych, zlewnych.

Na zboczu północnym, stromym, w połowie jego wysokości zaznacza się lekko zarysowany taras, w obrębie którego na powierzchni ziemi w formie rumoszu odsłaniają się łupki ilaste graptolitowe syluru dolnego. Łupki te mają swój bieg i kąt upadu dostosowany do orientacji serii kambryjskiej budującej wierzchołek góry. W praktyce kambr dolny leży tu na łupkach sylurskich, które posiadają także odwróconą kolejność następstwa warstw, czyli są przełożowane.



Ryc. 10. Góra Krzyżna czyli Zalasna koło Mójczy, widziana z doliny rzeki Lubrzanki



Ryc. 11. Przekrój poprzeczny przez antyklinę mójczańską na wysokości góry Skała i Góry Krzyżnej czyli Zalasnej

- 1 — dewon dolny, ems — piaskowce jasne kwarcowe, zlewne, przekładane łożupkami jasnymi i ochrowymi wiśniowopłamistymi
- 2 — sylur, ludlow górny — łupki szarogłazowe i szarogłazy detrytyczne
- 3 — sylur, wenlok i ludlow dolny — łupki ilaste graptolitowe oliwkowe
- 4 — ordowik, landeill górny — wapienie szare zwięzłe miejscami oolitowe
- 5 — ordowik, arenig i landeill dolny — piaskowce ortidowe żółte i rdzawe
- 6 — kambr dolny protolenusowy — piaskowce hieroglifowe, lokalnie zsylikowane, przekładane łożupkami
- 7 — uskoki
- 8 — nasunięcie przefalowanego kambru na łupki syluru

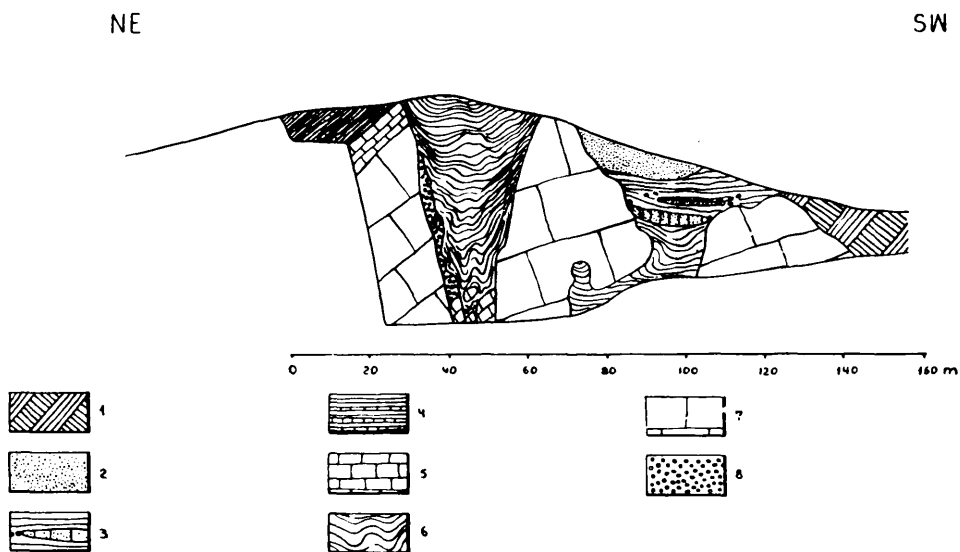
W wyniku przeprowadzonych tu robót ziemnych H. Tomczyk¹⁸ podaje, że w profilu syluru z kambrem kontaktuje najwyższy wenlok, pod którym występują łupki dolnego ludlowu. Jest to zgodne z poziomami stratygraficznymi, jakie występują w obrębie syluru na północnym zboczu góry Skała. Seria łupków graptolitowych na Górze Krzyżnej ma miąższość rzędu 50 m. W odsłoniętej strefie kontaktowej łupków z kambrem stwierdzone zostały daleko idące zaburzenia, połączone ze zlustrowaniami i wyciśnięciami. Warstwy syluru w pobliżu kontaktu z kambrem posiadały faunę *Cyrtograptus*, *Pristiograptus*, *Gothograptus* i *Monograptus*. W niżej położonych łupkach zielonawoszarych i szarych stwierdzone zostały formy *Saetograptus*, *Plectograptus*, *Spinograptus* i *Colonograptus*. Napotykanne wyżej ramienionogi i trylobity nie występowały w tych warstwach, ustępując miejsca głownogom i małżom.

U podnóża północnego góry, bezpośrednio z opisanymi łupkami kontaktują tektonicznie szarogłazy ludlowu górnego. Szarogłazy w odsłoniętych przez autorów punktach, zlokalizowanych przy trakcie polnym, cechował północny

¹⁸ H. Tomczyk *Wenlok i ludlow w synklinie kieleckiej Gór Świętokrzyskich.*

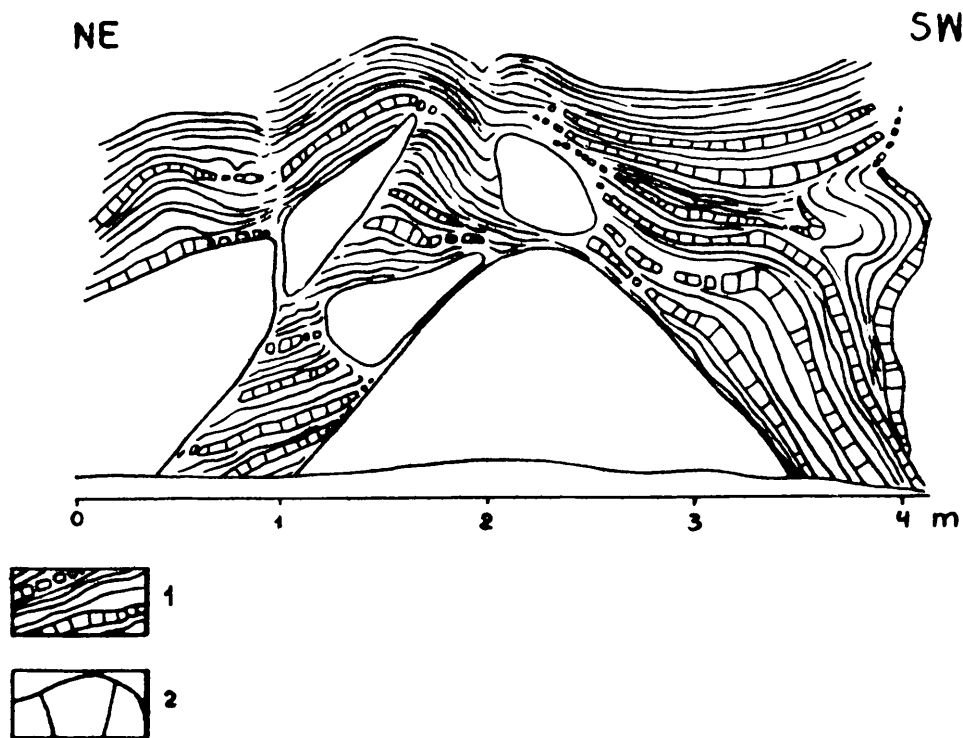
upad warstw wynoszący 40° — a zatem szarogłazy zorientowane są odmiennie niż seria graptolitowa przełaśdowana pod nasunięciem kambru Góry Krzyżnej. Opisane warstwy szarogłazowe wypełniają dolinę o synklinalnym charakterze, która, jak nadmieniono, oddziela górę Skała od Góry Krzyżnej czyli Zalasnej. Szarogłazy i łupki szarogłazowe ludłowu górnego w obrębie synkliny są silnie sfałdowane i dodatkowo zaburzone dyslokacjami. Seria graptolitowa na północnym stoku Góry Krzyżnej reprezentuje wenlok najwyższy i dolny ludłow.

Podsumowując przytoczone materiały stwierdzić należy, że antyklina mójczańska składa się z dwóch elementów siodłowych, z których północny, o zarysie symetrycznym, obejmuje górę Skała. Element ten, zdyslokowany transversalnymi i poprzecznymi uskokami, przyjął pokrój bloku, zacierając swój pierwotny kształt. Siodło góry Skała biegnie skośnie z północnego zachodu na południowy wschód. Od południa oddzielony synkliną leży równoleżnikowy



Ryc. 12. Profil dewonu górnego, odsłonięty w środkowej części wzgórza Wietrzni

- 1 — hałda
- 2 — plejstocen — piaski szarozółte, drobnoziarniste, pylaste lodowcowego tarasu akumulacyjnego
- 3 — trias dolny — łupki ilaste i łowce wiśniowe mikowe z wkładkami piaskowców żwirzastych i oczkowych, cienkopłytowych wiśniowych
- 4 — dewon górny, famen (warstwy cheilocerasowe nasunięte tektonicznie na fran) — łupki margliste z wkładkami wapieni bulastych
- 5 — dewon górny, fran górny, facja wapienna — wapienie zrostkowe i pasiaste, czerwonawe, seria silnie zredukowana procesami tektonicznymi
- 6 — dewon górny, fran górny, facja ilasta — łupki szare z wkładkami wapieni szarych bulastych, seria zaklinowana tektonicznie w wapieniach rafowych
- 7 — dewon górny, fran środkowy — wapienie jasne skaliste, rafowe brachiopodowo-koralowe
- 8 — przypuszczalny perm — brekcja wapienna zlepieńca zygmuntownskiego



Ryc. 13. Fragment odsłonięcia warstw wapiennych i łupkowych dewonu górnego (franu) Wietrzni

- 1 — dewon górny, fran, facja ilasta — łupki margliste, szare, wymięte i zlustrowane z wkładkami wapieni szarych, zwężłych, bulastych
 2 — dewon górny, fran, facja wapienna — wapień szary, zrostkowy i pasiasty

fałd Góry Krzyżnej. Fałd ten jest obalony na północ i niewątpliwie załuskany. Obie antykliny wraz z rozdzielającym je łękiem zbudowane są z serii staro-paleozoicznej. W jądrach antyklin odsłania się kambr dolny, a więc piaskowce protolenusowe na górze Skała oraz piaskowce protolenusowe i holmowe w masywie Góry Krzyżnej. Bezpośrednio na kambrze spoczywa dolny ordowik. W fałdach mójczańskich brak jest ordowiku najniższego. Luka ta wydaje się mieć charakter sedimentacyjny i związana jest z okolicznością, że na powstałym w kambrze zarysie fałdowym ordowik osadził się z opóźnieniem, nie pokonując w pierwszej kolejności tego wysoko wzniesionego elementu. J. Czarnocki¹⁹ zakłada, że mamy tu do czynienia jedynie z odpowiednikami poziomów B₂, B₃ i C ordowiku bałtyckiego, przy braku najniższego ordowiku w Świętokrzyskiem, wykształconego w postaci piaskowców glaukonitowych z obolidami, występujących zresztą opodal na północnym stoku

¹⁹ J. Czarnocki *Przewodnik XX Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, osobne odbicie z „Rocznika PTG”, Kraków 1948.

góry Telegraf, gdzie zawierają charakterystyczną faunę, złożoną z gatunków *Thysanotus siluricus*, *Obolus lingulaeformis* i *Acrotele ceratopygarum*.

Na piaskowcach ortidowych i występujących w ich stropie wapieniach mójczańskich leżą łupki graptolitowe najwyższego wenloku i dolnego ludlowu. Ludlow górny rozwinięty jest tu w facji szarogłazowej. Brak niższych ogniw syluru, a przede wszystkim dolnego wenloku tłumaczyć należy luką sedymentacyjną, wątpliwe jest bowiem, czy tak znaczna luka mogła tu zaistnieć jedynie tylko w wyniku wtórnych wyciśnień tektonicznych. Seria staropaleozoiczna obalonego fałdu Góry Krzyżnej zachowała pierwotny, kaledoński, równoleżnikowy kierunek. Stanowi to pośredni dowód na wiek powstania tej jednostki tektonicznej. Dalszy argument, przemawiający na rzecz wieku kaledońskiego antykliny mójczańskiej, stanowi okoliczność, że jest ona zbudowana wyłącznie z warstw starszego paleozoiku, podczas gdy osady dewońskie występują jedynie w obramowaniu, co znaczy, że transgresja dewońska pokrywała istniejące już wówczas stare i speneplenizowane wzniesienia.

Antyklina mójczańska stanowi ogniwo w starej przedwaryscyjskiej antyklinie, która, biorąc swój początek w kaledońskim węźle sandomierskim, wybiega na zachód równoleżnikowo z antyklinorium klimontowskiego i tworząc obramowanie synkliny bardziańskiej, czyli daleszyckiej, zmierza przez Mójczę i Góry Dymińskie, przez Pasma Posłowskie i Zgórskie, gdzie mamy do czynienia z tw. antyklina dymińską. Nie ulega wątpliwości, że leżąca w północnym obramowaniu tego siodła synklina kielecko-opatowska zarysowana została już przed hercynidami, leżąca natomiast na południe od antykliny dymińskiej i mójczańskiej synklina gałęzicka jest formą typowo hercynską. Obserwujemy tu charakterystyczny układ, gdzie sedymentacyjny cykl dewońsko-karboński nakłada się zupełnie odrębnym schematem na speneplenizowane fałdowe utwory starsze, jak ma to miejsce np. w obrębie inwersyjnego rozcięcia jądra antykliny dymińskiej na odcinku Dymín, Posłowic i Zawady. Brak ciągłości w łańcuchu Gór Dymińskich i Mójczańskich tłumaczy się obecnością poprzecznych stref dyslokacyjnych, przeddewońskich, odmłodzonych później, które spowodowały przemieszczenie antykliny mójczańskiej w stosunku do osi Gór Dymińskich.

Nadmienić wreszcie warto, że w dwudziestych latach naszego stulecia rejon mójczański ze swą skomplikowaną tektoniką przyczynił się do opracowania przez J. Czarnockiego i Cz. Kuźniara²⁰ teorii budowy płaszczowinowej Gór Świętokrzyskich. Miało to miejsce w okresie, kiedy teoria płaszczowinowa osiągnęła szereg sukcesów, znajdując zastosowanie na odcinku Karpat w wyniku lansowania jej na ziemiach polskich przez M. Limanowskiego. W przypadku Kielecczyny teoria ta tłumaczyła bardzo wnikliwie i szczegółowo asymetryczny pokrój fałdów o jądrach kambryjskich, ich północne monoklinalne pochylenia, kwestię nasunięcia łysogórskiego i wiele innych. Nie została ona potwierdzona wynikami badań geofizycznych i wierceniami. Ograniczająca od wschodu Góry Mójczańskie dolina rzeki Lubrzanki (ryc. 8) odsłania utwory aluwialne typu madów, rozwinięte na przyniesionym tu przez wody lessie z Łysogór. Dolina wcięta jest w masywny kompleks piasków akumulacji wodnolodowcowej (ryc. 9), stanowiących bazę surowcową dla budownictwa miejskiego Kielc.

²⁰ J. Czarnocki, C. Kuźniar *Budowa płaszczowinowa Gór Świętokrzyskich*, „Sprawozdania PIG”, Warszawa 1922, t. I, z. 4—6.



Ryc. 14. Zaburzone tektonicznie warstwy facji ilastej w wapieniach rafowych górnego dewonu (fran) Wietrzni

III. SYNKLINA KIELECKA

Na pograniczu dwóch kambryjskich regionów facjalnych, północnego, głębokomorskiego, zwanego przez J. Czarnockiego²¹ łysogórskim, i południowego, wypłyconego już w kambrze środkowym, leży synklina kielecko-łagowska, zwana też synkliną centralną. Posiada ona bieg hercyński i wypełniona jest utworami dewońskimi, które nie wszędzie podściela sylur. Podrzędne zafałdowania waryscyjskie na osi synkliny wydzwigają paleozoik starszy. W części wschodniej jest to fałd Piskrzyna, w części środkowej fałd bieliński, a w części zachodniej fałd szydlówkowski, składający się z kolei z kilku antyklin ujętych we wspólny węzeł. Kompleks ten od południa obrzeża synklina kielecka, wchodząca w skład synkliny centralnej.

²¹ J. Czarnocki *Ogólna mapa geologiczna Polski*, arkusz Kielce.



Ryc. 15. Łupki margliste górnego dewonu (famen) w strefie nasunięcia tektonicznego na wapienie. Międzygórze, przekop wjazdowy do starego marmurołomu przy kaplicy

1. KADZIELNIAŃSKI PAS SKAŁKOWY

a. Wietrznia i Międzygórze

Występujący w synklinie kieleckiej dewon reprezentowany jest przez wapienie cienkopłytowe franu, ciemne, bitumiczne, najczęściej margliste. Wykształcenie litologiczne tych warstw świadczy o głębokim charakterze basenu sedymentacyjnego.

Na południe od wsi Zagórze wznosi się wzgórze zbudowane ze skał wapiennych górnego dewonu. W pobliżu kaplicy znajduje się stara odkrywka, będąca niegdyś łomem marmuru, obecnie całkowicie zarzuconym. W łomie tym eksploatowano wapienie franu, cechujące się nieco odmiennym wykształceniem facjalnym. Występują tu wapienie płytowe o teksturze często zrostkowej. Białe, przekrystalizowane wzrostki na tle ciemnym, prawie czarnym, bitumicznym i marglistym lub marglistym, czerwonym, tworzą efektowną mozaikę.

W wapieniach występują poza tym wkładki szarych łupków marglistych. Miejscami obserwuje się drobne, soczewkowate wtrącenia węglowodorów nasyconych. Posiadają one charakter koncentratów wtórnych, wyciśniętych ze skały i grupujących się zwykle w płaszczyznach spękań międzywarstwowych. Wypełniają one także próżnie, opanowane częściowo przez szczotki kalcytowe, a nawet notowane są w próżniach wewnątrz skamieniałości. Innymi przejawami mineralizacji są tu liczne kalcytowe formy krystaliczne, a więc szczotki w szczelinach i próżniach skalnych, użylenia kalcytowe na spękaniach oraz warstwowa impregnacja kalcytowa łupków marglistych, czerwonawych.

W partiach marglistych i marglisto-łupkowych pojawiają się drobne krystaliczne konkrecje pirytowe. Jest to zwykle piryt organogeniczny, a konkrecje w strefie utlenienia bywają całkowicie rozłożone i zmienione na limonit, tworzący pseudomorfozy po regularnych kryształach siarczku żelaza, bądź też posiadają limonityczne otoczki, barwiące intensywnie na kolor rdzawy lub żółty skałę otaczającą. Facja marglisto-łupkowa dominuje w stropie serii, podczas gdy w części spągowej przeważają wapienie jasne, grubiej uławicone, zawierające faunę brachiopodową i koralową. W rejonie odkrywki seria wapienna franu przecięta jest licznymi uskokami o poprzecznym biegu w stosunku do kierunku rozciągłości warstw skalnych. Obecność wymienionej wiązki uskoku spowodowała, że wapienie w okolicy łomu, zwanego Międzygórzem, są silnie zmineralizowane.

Poza kalcytem, pirytem i węglowodorami typu asfaltu, na skalnych płaszczyznach zlustrowanych, posiadających bieg NNW — SSE ze stromym upadem wschodnim, występują naskorupienia węglanów miedzi, a więc malachitu i azurytu. Występowanie związków miedzi stanowi ciekawostkę i nie miało nigdy znaczenia praktycznego. Oramowany uskokami fran Międzygórze jest silnie sprasowany tektonicznie i na przestrzeni nie przekraczającej stu metrów obserwować można w wąwozie drogi profil od dolomitów żywetu na południu po łupki margliste z wkładkami wapieni, należące do famenu dolnego, na zboczu północnym wzgórza.

W kamieniołomie odsłonięty został kontakt tektoniczny famenu nasuniętego na fran (ryc. 15). Zaburzenia tektoniczne powodują, że fran poza silnym sprasowaniem jest tu objęty uskokiem na linii drogi polnej, sąsiadującej z kamieniołomem, a na wschód od tej drogi, na osi wychodni franu, odsłaniają się w odkrywkach pionowo prawie ustawione dolomity amfiporowe żywetu górnego. Dolomity kontaktują bezpośrednio z łupkową, marglistą serią famenu, z całkowitym pominięciem franu, którego miąższość została tektonicznie zredukowana. Poza tym famen jest nasunięty na wapienie i leży na nich przekraczając.

Omawiany uskok, biegnący na linii drogi polnej, stanowi naturalną granicę, zamykającą od wschodu wapienny grzbiet Międzygórze-Wietrzni, zbudowany w zasadniczej swej masie z warstw franu. Grzbiet wapienny biegnie od Międzygórze w kierunku zachodnim, przyjmując orientację równoleżnikową, zgodną z biegiem Gór Dymińskich.

W polach ornyc na północnym zboczu występują bezpośrednio w podglebiu łupki margliste żółtawoszare z wkładkami wapieni bulastych. Jest to famen dolny, wypełniający na odcinku Kielc środek synkliny. Na szczycie grzędy w kilku drobnych odkrywkach występują wapienie jasne, płytowe, brachiopodowo-koralowe franu z północnym upadem warstw.

Bardziej kompletne profile odsłaniają się dalej na zachód w kamienio-

łomach Wietrzni: w środkowej części góry i w jej części zachodniej. Obydwa kamieniołomy stanowią ważne punkty stratygraficzne i paleontologiczne. Opracowano występującą tu w warstwach franu faunę brachiopodów i korali oraz małżów, ślimaków, trylobitów i ryb pancernych. Bardzo interesujący jest profil kamieniołomu w środkowej części góry. Na stoku południowym występuje miejscami rumosz zwietrzelinowy dolomitów żółtych, marglistych, amfiporowych najwyższego żywego. Bezpośrednio na nich zalegają wapienie skaliste, rafowe, ze słabo zarysowanym uławiceniem oraz nieco przekrystalizowane. Kontakt dolnej części wapieni franu z dolomitami w pasie wychodni jest rozwietrzony i objęty starym krasem permskim. Rozczłonkowane kominie krasowe wypełnia materiał klastyczny dolnego triasu. Są to ility wiśniowe, hematytowe, plastyczne, mikowe oraz gliny piaszczyste ceglaste i wiśniowe. Spośród wymienionych jedynie gliny ceglaste stanowią zwietrzelinę lokalnych wapieni. W iłach i glinach występują ławice płytowe piaskowców wiśniowych średnio- i drobnoziarnistych z wtórnym kalcytowym spoiwem. ility wykazują skomplikowaną teksturę, są zlustrowane; powstało to w wyniku wygięcia warstw na skutek pogłębienia się kotłów krasowych. Ruchy te strzaskały w wielu miejscach i przemieszczały bloki piaskowca, wytrącając je z poprzedniego poziomego położenia. ility wiśniowe hematytowe, mikowe i piaskowce stanowią obcy, nieświątokrzyski materiał klastyczny przyniesiony tu w trzaskach dolnym. Na iłach i piaskowcach triasowych spoczywają miejscami resztkowo zachowane piaski pylaste brudnożółte, związane z plejstoceńskim tarasem akumulacji lodowcowej.

Wapienie dewonu, franu, jasne, rafowe, tworzą w obrębie odsłonięcia dwa kompleksy, z których południowy wykazuje mniejsze pochylenie północne warstw od bloku północnego, stromiej ustawionego. Na odcinku pomiędzy kompleksami leżą silnie zlustrowane i zaburzone zbrekcjowane łupki czarne, szare i czerwone, margliste, bitumiczne. W łupkach tych tkwią bezładnie, również zlustrowane, bryły wapieni jasnych, rafowych, i wapieni czerwonych, pasiastych, należących do franu górnego. W łupkach często napotyka się soczewki wapienne, zawierające brachiopody górnego i środkowego franu. Podobnie jak w Międzygórzu, występują tu soczewki wtórnych koncentratów węglowodorowych oraz wpryski i konkretne piritowe drobnych rozmiarów. W próżniach skalnych stwierdzono także węglowodory płynne. Liczne są użylenia, druzzy i agregaty krystaliczne kalcytowe, które wykorzystują zwykle miejsca silnych załamań tektonicznych (ryc. 14). W wielu punktach na kontakcie pomiędzy serią wymiętych łupków i wapieni a blokami rafowymi ciągną się pionowo, nieregularnie, zmienne warstwy brekcji typu zlepnięcia zygmuntońskiego. Są to ostrokrawędziste lub lekko zaokrąglone odłamki wapieni cementowane wiśniowym spoiwem laterytowym, wtórnie wzbogaconym kalcytem. Grubość pionowej wkładki tej jest zmienna i wyklina się miejscami do zera, a miejscami osiąga miąższość do 3 m. Wiek i geneza skały nie jest wyjaśniona, niewątpliwie powstała ona w efekcie podewońskich reakcji wietrzeniowych.

W Górach Świątokrzyskich tego rodzaju formy tworzyły się w permie na obszarze występowania dewonu wapiennego. W północnej części odkrywki w stropie wapieni rafowych pojawiają się różowoszare i czerwone wapienie pasiaste, przerastane często w płaszczyznach uławicenia kalcytem. W stropie są one niekompletne i ścięte nasunięciem fameńskich łupków marglistych żółtawoszarych, zawierających wkładki wapieni szarych, bulastych.

W kamieniołomie odsłaniają się osady franu, które w części dolnej, udokumentowanej paleontologicznie, stanowią wapienie jasne, grubopłytkowe i skaliste, tworząc typowe biocherry rafowe z fauną brachiopodowo-koralową. Drugą część tworzą wapienie płytkowe pasiaste. Jest to już fran górny. Seria łupkowa, bitumiczno-marglista, stanowi pierwotne międzywarstwowe wkłady zarówno w środkowej, jak i w górnej części franu. Jest to facja łupkowa.

Przejście z facji łupkowej do wapienno-rafowej świadczy o spłycaaniu się obszaru, którego głębokość mogła tu dochodzić do około 100—200 m. Spłycaenie to tłumaczyć należy bliskością kaledońskiego zafaldowania antykliny dyمیńskiej. Antyklinę tę w dewońskim basenie sedimentacyjnym stanowić musiała strefa przybrzeżna, w której tworzyły się rafy koralowe. Ich występowanie jest silniej zaakcentowane w zachodnim przedłużeniu grzbietu Wietrzni, a mianowicie w rejonie Psich Górek i Kadzielni oraz Karczówki. Dominujący tam udział elementów rafowych w miejscu facji łupkowej przyczynił się do stosowania popularnej nazwy „Kadzielniański Pas Skałkowy”. Pod mianem tym rozumieć można około siedmiokilometrowy pas wzgórz skalnych wapieni dewonu górnego (franu), ciągnących od Międzygórza na wschodzie po górę Brusznę na zachodzie. Stanowią one północne obrzeżenie antykliny dyمیńskiej. W przypadku odsłoneń dewonu Wietrzni stosunek serii łupkowej do wapieni rafowych nie jest jasny z uwagi na silne zaangażowanie tektoniczne utworów franu. Deformacje te spowodowały wtórne skupienie skał łupkowych w obrębie podłużnego uskoku, rozłamującego masyw wapienny. Łupki przemieszane zostały wraz z bryłami wapieni, które zostały się tu w wyniku spękań i przesunięć w masie kompleksu wapiennego. Efekt ten dał chaotyczną i bezładną strukturę o zawilej mikrotektonice ze zlustrowaniami warstw i wyciśnięciami (ryc. 13).

W serii tej wymienione poprzednio koncentraty płynnych i stałych węglowodorów oraz użylenia i impregnacje kalcytowe powstały dzięki silnym zafaldowaniom łupków marglistych bitumicznych.

Famen dolny, nasunięty tektonicznie od północy, tworzy warstwy cheilocerasowe. Seria ta jest monotonna, a mineralizacja ogranicza się do drobnych nagromadzeń piryty. Stratygraficzne rozpozniowanie franu Wietrzni i Międzygórza wyjaśnia, że w najniższych jego warstwach występuje facja brachiopodowo-koralowa, w środkowych notowana jest facja detrytyczna, w górnych zaś brachiopodowo-głownogowa. Na obszarze zachodniej części Kadzielniańskiego Pasa Skałkowego układ facjalny tam jest inny, gdzie zadecydowała o tym głębokość zbiornika wodnego (ryc. 12).

Analizując profil kamieniołomu położonego w zachodniej części Wietrzni, skąd pochodzą główne opracowania paleontologiczne, stwierdzamy następujący profil odsłoniętych skał: miejscowy dewon górny rozpada się także na dwa bloki przecięte uskokiem podłużnym, w którym zaklinowane są tektonicznie łupki margliste, czerwone, z wkładkami wapieni (facja ilasta, łupkowa). Seria franu rozpoczyna się tu leżącymi na dolomitach żywetu wapieniami jasnoszarymi, gruboławicowymi, przechodzącymi lokalnie w wapienie jasne, skaliste. Przejścia następują w miejscach, gdzie wapien uzyskuje budowę brachiopodowo-koralową. Skała staje się wówczas przekrystalizowana, przepełniona słabo czytelną na świeżym przełamie fauną. Ławice wapienia przekładane są cienkimi wkładkami łupków marglistych szarych, bitumicznych, zawierających często nagromadzenia pirytu. Wyżej występuje wkładka wapieni cienkopłytkowych jasnoszarych, na nich leżą wapienie szare o grub-

szym pokroju ławic, a jeszcze wyżej wapienie szare lub różowe i czerwone, pasiaste. Warstwowe, czerwone pasy margliste są najczęściej inkrustowane kalcytem. W stropie seria ta posiada wkładki wapienia szarego zrostkowego. Zrostki posiadają często otoczaki krystaliczne kalcytowe, białe, tworzące nad wyraz efektowną mozaikę marmurową. Kalcyt podstawiony został wtórnie w miejsce pierwotnej substancji marglistej szarej, głównie w obrębie nasunięcia tektonicznego łupków dolnego famenu na fran. W strefie nasunięcia napotyka się bloki wapieni pasiastych wyrwane z ławic i wprasowane pomiędzy łupki famenu silnie pofałdowane.

Grzęda wapieni Wietrzni od strony zachodniej jest, podobnie jak w Międzygórzu, obcięta uskokiem poprzecznym. W obrębie uskoku erozja wymodelowała dolinę wypełnioną utworami czwartorzędowymi, głównie gliną zwałową, tworzącą rozległe złoża, na których przed laty bazowały cegielnie. Gлина zwałowa tego rejonu cechowała się tym, że pochodziła głównie z miejscowych zwietrzelin wapieni i łupków górnodewońskich budujących podłoże. W tym ujęciu J. Siemiradzki eksploatował goniatyty famenu, wypreparowane przez wietrzenie i tkwiące w glinie ceglarskiej całkowicie już odwapnionej. Podobnie w glinie tej występują masowo zlimonityzowane konkretne pirytowe pochodzące z łupków famenu.

Stefa uskokuwa, obcinająca od zachodu grzędę Wietrzni, w swej południowej części przebiega w wapieniach i dolomitach. Obszar ten jest okruszczony. Ślady eksploatacji kruszcu ołowiu, pochodzące z doby przedrozbiorowej, zostały zatarte zwartą zabudową miejską. Okolica, nie należąca wówczas jeszcze do miasta, nosiła nazwę „szachta”, co znaczyło w gwarze górniczej „szyb”. Kruszc ołowiu w tej dzielnicy miasta odsłonięto robotami studziennymi przy ul. Dymińskiej w latach trzydziestych bieżącego stulecia na gruncie Józefa Oseta, gdzie przekopano piaski pomorenowe i glinę zwałową, natrafiając w glebie na zwietrzelinę wapienną typu *terra rosa* i dolomit śródkowodewoński. W kotłach i szczelinach krasowych występował tu il wiśniowy. Na kontakcie dolomitu i ilu galena tworzyła krystaliczne naskorupienia występujące w znacznej ilości, tak że przy biciu studni urobiono jej około 1 m³.

b) Psie Górki

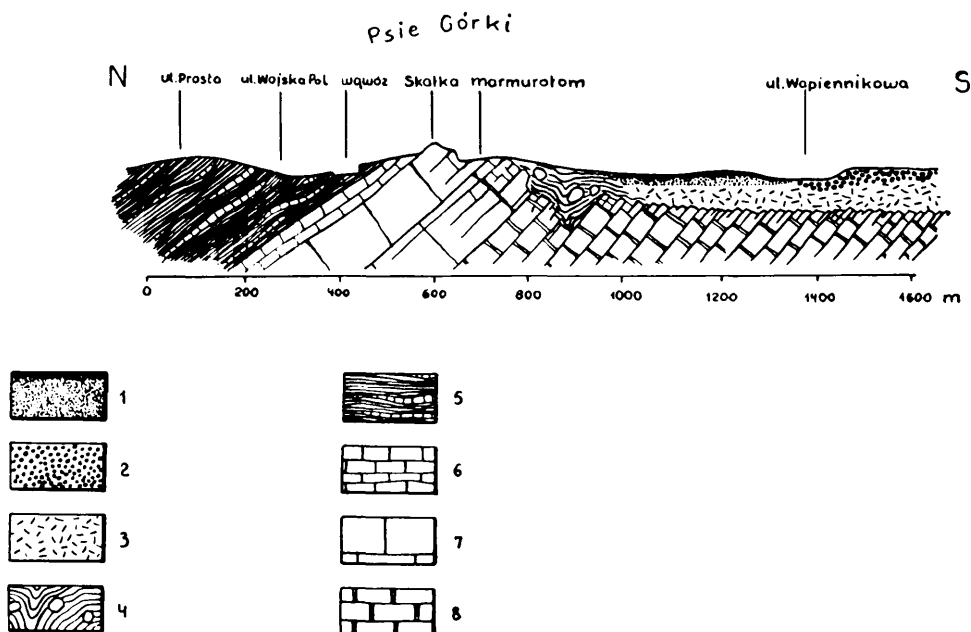
Na zachód od Wietrzni, w obrębie Kadzielniańskiego Pasa Skalkowego, leży wzgórze, zwane Sosnówka na podstawie rejestru parcel leśnych Nadleśnictwa Dyminy. W ubiegłym stuleciu wzgórze to pokryte było lasem sosnowym. Obecnie czyni się próby ponownego zalesienia Sosnówki, ponieważ stanowi ona najbliższy punkt widokowy i wycieczkowy dla mieszkańców Kielc. W pierwszych latach XX w. mieszczanie nazwali to wzgórze Górą Słoneczną. Nazwę tę J. Czarnocki wprowadził także do literatury geologicznej²², uzasadniając ponadto objęcie tego obiektu ochroną. Równolegle do nazwy Góra Słoneczna z czasem przyjął się żargon miejscowy „Psie Górki”. Nazwa ta zyskała sobie popularność, a termin Sosnówka lub Góra Słoneczna nie jest już dziś zrozumiały dla obywatela Kielc.

Na północnym zboczu Psich Górek w glebach ornym odsłaniają się łupki margliste z wkładkami wapieni bulastych, zaliczane do dewonu górnego (famen dolny). W roku 1907 część terenów leśnych wydzierżawiona została pod eksploatację łupków i margli do wypału cementu. Pierwszy tego rodzaju za-

²² J. Czarnocki *W sprawie ochrony krajobrazu...*

kład pobudowany bowiem został w Kielcach przy linii kolejowej w miejscu obecnych zakładów „Społem”. W wyniku kontynuowanej przez okres kilku lat eksploatacji tych skał powstał tu wykop ok. 50 m długości, zwany dziś Wąwozem. Wykop ten daje dość obszerny profil dolnego famenu z bogatą fauną. W odkrywce występują żółtoszare łupki margliste z wkładkami wapieni szarych i bulastych. Wapienie zawierają liczne drobne konkretce i wpryski pirytu częściowo rozłożonego na limonit, tworzący niekiedy pseudomorfozy krystaliczne.

We wkładkach wapieni ciemnoszarych i krynoidowych występują brekcje międzywarstwowe (ryc. 18). Skała tego typu jest wapieniem zrostkowym. Szare zrostki wapienne cementuje spoiwo ciemniejsze, wapienno-krynoidowe, częściowo przekrystalizowane. Mineralizacja w łupkach famenu ogranicza się



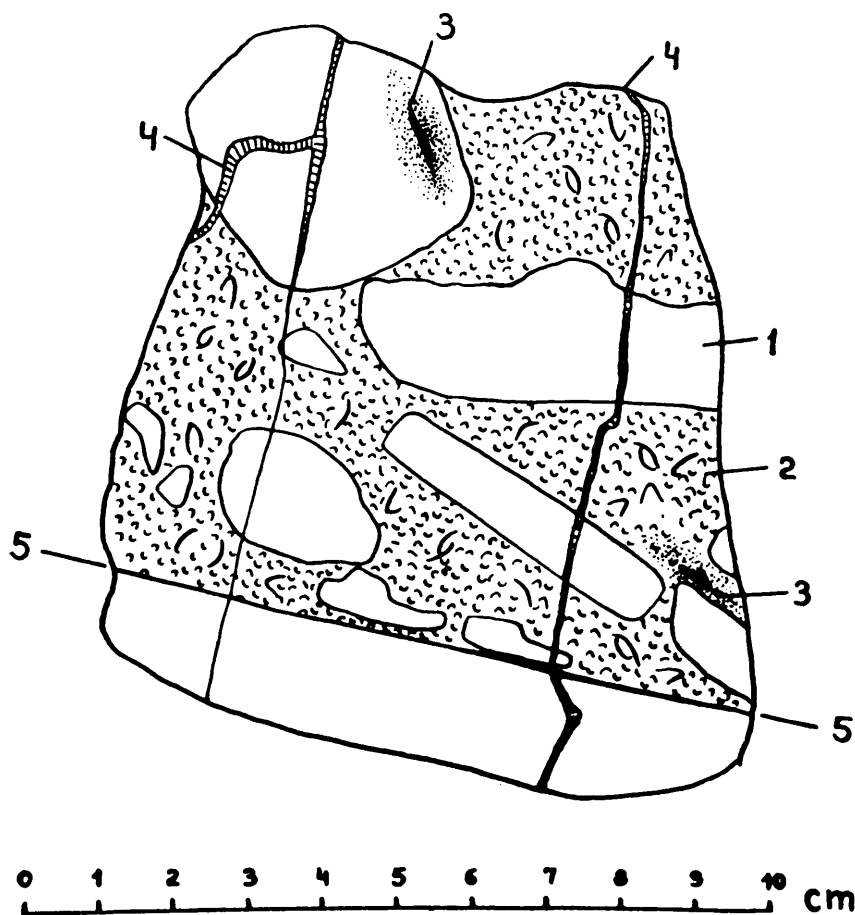
Ryc. 16. Przekrój poprzeczny przez Psie Górki

- 1 — plejstocen — piaski tarasu akumulacji lodowcowej przechodzące miejscami w pokład żwiru i głazików narzutowych
- 2 — plejstocen — taras zbudowany z piaszków i odłamków piaszczowców paleozoicznych z masywu góry Telegraf; są to zsuwy zwietrzelinowe z Telegrafu, transportowane drogą wodną i zawierające sporadycznie narzutniki lodowcowe
- 3 — plejstocen — glina zwałowa barwy zielonawej, plastyczna
- 4 — trias dolny — ility wiśniowe mikowe z zawieszonymi w nich wietrzejącymi blokami wapieni dewońskich; jest to pstry piaszowiec wypełniający kras wieku permsko-triasowego
- 5 — dewon górny, famen, warstwy cheilocerasowe — łupki szare margliste z wkładkami wapieni bulastych, zawierające miejscami cienkie wtrącenia wapieni krynoidowych i zrostkowych (ryc. 18)

do użyteń kalcytowych, rozwiniętych głównie w strefie spekań tektonicznych. Łupki zapadają w kierunku północnym (ryc. 17). To monoklinalnie pochylone skrzydło ujawnia miejscami podrzędne zafałdowania i złuskania w wyniku plastyczności mas skalnych łupkowych odkłutych od sztywniejszych wapieni franu. Występujące w famenie Psich Górek wapień krynoidowe i zrostkowe, mogące często stanowić brekcję międzywarstwową, oraz bogate zespoły fauny dennej, jak trylobity i skąpe znaleziska nektonu, świadczą, że w piętrze famieńskim morze nie było tu tak głębokie, jak to się powszechnie przyjmuje. Do roku 1914 szczytowa partia wzgórza, zwana Skałą, wydzierżawiona była indywidualnym eksploatacjom kamienia wapiennego. W ten sposób w obrębie Skałki odsłonięte zostały wapień środkowego i górnego franu.



Ryc. 17. Odsłonięcie łupków marglistych i wapieni górnego dewonu (famen) w wąwozie na Psich Górkach. Na dalszym planie widoczna ul. Zeromskiego



Ryc. 18. Odłamek wapienia zrostkowego dewońskiego (famen) z Psich Górek

- 1 — oglądzone porwaki wapienia szarego marglistego, miękkiego i bitumicznego
- 2 — lepszczce wapienne reprezentowane przez zlepek muszlowy brachiopodowo-krynoidowy zwiezły, ciemnoszary, bitumiczny, częściowo przekrystalizowany
- 3 — syngenetyczne i organogeniczne konkracje pirytowe w limonitowych otoczkach
- 4 — włoskowate użylenia kalcytowe, białe, rozwinięte na płaszczyznach spękań i przecinające zarówno porwaki wapienne (zrostki), jak i wapienne krynoidowe tło skały
- 5 — płaszczyzna uwarstwienia skały

Fran górny tworzą wapienie cienkopłytowe, miejscami pasiaste, szare i różowe. Utwory famenu nasunięte są tu również na fran, co obecnie nie jest widoczne. Gruboławicowe wapienie środkowego franu stanowiły od lat kopalnię przewodnich skamieniałości. Pochodzą stąd między innymi klasyczne znaleziska koralów czteropromiennych jak: *Pachyphyllum*, *Pseudoacervularia ananas*, *P. samsonowiczi*, *Pixiphyllum ultimum* oraz pięć gatunków koralowców z rodzaju *Alveolites*. Na stoku południowym wzgórza znajduje się stary

nieczynny marmurołom. W nim pozostały z lat międzywojennych bloki skalne (ryc. 19) wapieni dolnego franu. Bloki te pochodzą z grubych, masywnych ławic skalnych. W wapieniach widoczne są użycenia kalcytowe barwy białej, różowej i żółtawej oraz szczątki organiczne przekrystalizowane i wypełnione kalcytem. Są to braciopody, korale i ślimaki.

W kamieniołomie i w innych odkrywkach Psich Górek odsłaniają się żyły kalcytowe, przecinające warstwy wapieni w strefach uskokowych. W żyłach tych obok kalcytu białego, żółtego i czerwonego występuje galena w postaci krystalicznych naskorupień i drobnych wprysków. Grubość żył kalcytowych przekracza miejscami 1 m. Na terenie Psich Górek nie ma śladów dawnej eksploatacji kruszcu ołowiu, a mineralizacja określana tu jest mianem żył ubogich, trudnych do eksploatacji i mało wydajnych. Uzyskany stąd kruszec podlegać musi przemiałowi i wzbogacaniu na drodze flotacyjnej, w celu oddzielenia siarczku ołowiu od masy kalcytovej, wykazującej znacznie niższy ciężar właściwy.

W Górach Świętokrzyskich bogate złoża ołowianki związane są ze starym krasem, rozwiniętym na wapieniach dewońskich. W łożach residualnych i triasowych, wypełniających kominy i kotły krasowe, ujawnia się na kontakcie z wapieniami mineralizacja w postaci kruszców ołowiu, występujących jako formy bulaste, krystaliczne. Tego typu formy krasowe rozwinięte są na rozległych terenach południowego zbocza Psich Górek, skupiając się głównie na rozwietrzalnych kontaktach wapieni franu i wapieni amfiporowych górnego żywetu. Kras wypełniają najczęściej ily wiśniowe plastyczne z miką oraz piaski kwarcowe, czerwone stanowiące klastyczny materiał dolnotriasowy spoza obszaru Gór Świętokrzyskich. Na wymienionym terenie nie ma jednak śladów wydobywania kruszcu.

W ogólnym schemacie plan budowy Psich Górek w profilu poprzecznym podobny jest do opisanego profilu z Wietrzni i zapewne ukształtowanie będzie podobne wzdłuż całego Kadzielniańskiego Pasa Skałkowego. Na uwagę zasługuje jedynie fakt, że w obrębie Psich Górek utwory franu spoczywają na wapieniach, a nie na dolomitach środkowego dewonu.

Utwory żywetu w południowej części Gór Świętokrzyskich wykazują dwudzielność, bowiem jego dolną część tworzą dolomity, górną natomiast wapień. W części centralnej Gór Świętokrzyskich cały żywet jest najczęściej dolomityczny, a jedynie na północy przeważają w nim łupki, co związane jest z głębokością zbiornika sedymentacyjnego. Pomiędzy górą Telegraf i Wietrzną dewon środkowy budują dolomity. Dopiero na zachód od poprzecznego uskoku, oddzielającego Wietrznę od Psich Górek, w żywecie górnym pojawiają się wapień szary, gruboławicowy, amfiporowy.

Jeśli chodzi o utwory młodsze, to na uwagę zasługuje niewielki ozłodcowy zachowany wzdłuż północnego muru nowego cmentarza czyli na zachodnim skłonie Psich Górek. Jest on zbudowany ze żwirów gruboziarnistych, głazików narzutowych i piasków zglinionych. Wśród narzutniaków dominują tu krzemienie jury z północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Krzemienie te były w paleolicie eksploatowane i obrabiane, o czym świadczą występujące tu liczne odłupki i narzędzia krzemienne rejestrowane przez archeologów. Południowe podnóże Psich Górek zaściela znaczna pokrywa piasków plejstocenijskich akumulacji lodowcowej. Z utworami tymi zazębiają się nieco młodsze rumosze kwarcytowe, będące zsuwami zwietrzelinowymi z masywy góry Telegraf. Na utworach tych przebiega ulica Wapiennikowa (ryc. 16).



Ryc. 19. Marmurołom w wapieniach górnego dewonu (franu) na południowym stoku Psich Górek

c. Wzgórze Cmentarne

Na zachód od Psich Górek, w pobliżu ul. Ściegiennego, pomiędzy cmentarzem nowym a starym zaznacza się tzw. Góra Cmentarna. Stanowi ona przedłużenie pochylonego na południe stoku Psich Górek. Znajduje się tu kopulasta skała wymodelowana na skutek prowadzonej w tym miejscu przez wiele lat eksploatacji. Po drugiej wojnie światowej na Górze Cmentarnej wstrzymano eksploatację wapienia. Wyrobiska miejscowe zostały zniwelowane przez zasypianie odpadami z pobliskiej szlifierni marmurów oraz ziemią z wykopów fundamentowych. W ten sposób uzyskano tereny pod przyszłą zabudowę miasta. Wymienione prace niwelacyjne zamknęły niestety dostęp do efektywnych szczelin krasowych, występujących w miejscowych wapieniach skalistych franu. Największa z dostępnych tu jaskiń miała 60 m długości.

Komory krasowe posiadają potężne nacieki krystalicznego kalcytu. Nacieki te występują w formie charakterystycznych stalaktytów i stalagmitów oraz tworzą pnie, wypełniające całkowicie mniejsze komory. Średnica takich pni sięga 3 m. Poza kalcytem naciekowo-krystalicznym w szczelinach krasowych występują namuliska ilaste typu *terra rosa*. Skałka Góry Cmentarnej jest obecnie objęta ochroną. W istniejących tu odsłonięciach profil geologiczny przedstawia się następująco. Skałka zbudowana jest z wapienia typu kadzielniańskiego. Słabo zarysowane uławicenie wykazuje upad północny. W wapieniu skalistym występują brachiopody *Atrypa reticularis*, *Pentamerus galeatus*, *Orthis striatula*, *Spirifer zickzack*, *Rhynchonella acuminata*, *Productella herminae*, *Hypothyridinea cuboides* i *Stropheodonta subtransversa*, poza tym trylobity, małże, ślimaki, liczne korale, stromatopory, amfipory i labecchie. Wyżej występują przynależne do górnego franu cienkopłytowe i czerwone wapienie małżowe z *Posidonia venusta* i rodzajem *Lingula*. Famen dolny rozpoczyna się tu ciemnymi wapieniami płytkowymi, przekładanymi łupkami marglistymi.

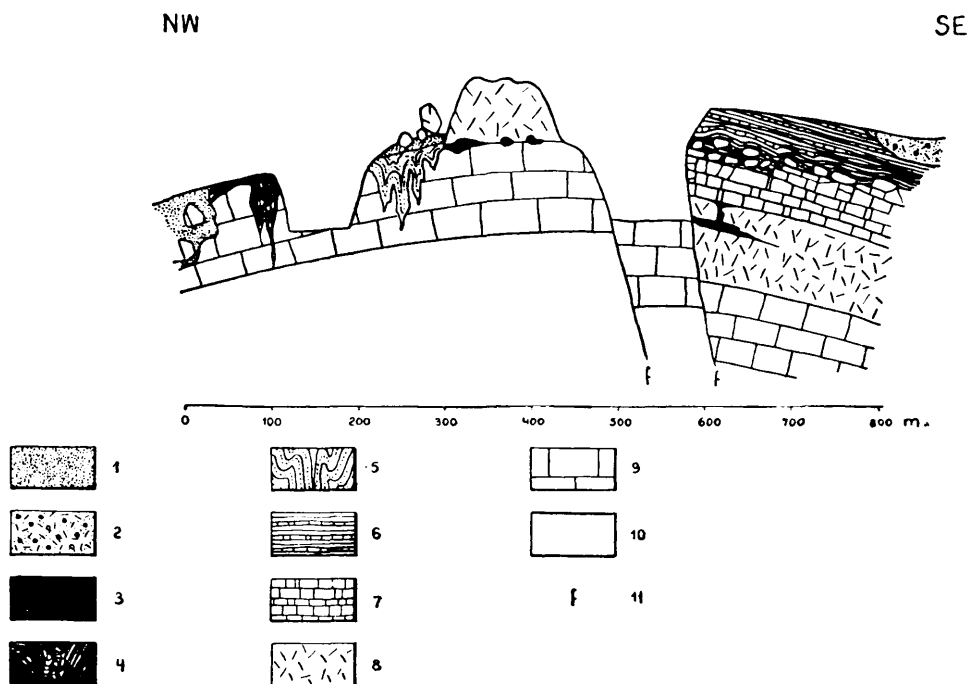
W obrębie Góry Cmentarnej kontakt famenu i franu nie był odsłonięty. W famenie występują brachiopody jak *Rhynchonella polonica*, liliowce i małżoraczki z rodzaju *Entomis*, brak jest tu fauny głowonogowej, a więc przede wszystkim goniatytów, występujących masowo dalej na zachód w masywie Kadzielni. Fauna Góry Cmentarnej świadczy niewątpliwie o istnieniu tu w dewonie górnym lokalnej płycizny związanej z bezpośrednim sąsiedztwem antykliny dymińskiej.

d. Kadzielnia

Stroma, skalista wapienna góra, wznosząca się nad rzeką Silnicą w południowej części miasta, zwana jest Kadzielnią. Stara nazwa wywodzi się jeszcze ze średniowiecza, kiedy porastające górę jałowce dostarczały jagód stosowanych do kadzideł kościelnych. Kadzielnia stanowi w obrębie miasta najbardziej znany i cenny obiekt geologiczny, krajobrazowy i naukowy (ryc. 22). W wyniku prowadzonej tu od setek lat eksploatacji wapienia Kadzielnia dostarczyła wielu cennych odsłonieć i wysokogatunkowego surowca do wypału wapna w pobudowanych opodal piecach hoffmanowskich. W roku 1886 pobudowano trzy piece wapiennicze. Wapno z zakładów kadzielniańskich posiadało opinię najlepszego wapna z rejonu Kielc. Ponadto niektóre wyrobiska dostarczały cennych bloków na marmury. Wydobywano je, stosując inną niż przy wapieniu łamanym technologię wydobywania.

W roku 1938 zakłady Kadzielni zatrudniały około 200 pracowników, a produkcja kamieniołomów mogła dać rocznie 210 000 ton marmuru i 85 000 ton wapna palonego. Część produkowanego wapna była nawet eksportowana za granicę. Kadzielnia, posiadająca własną bocznice normalnotorową, dostarczała poza tym wapienia do produkcji nawozów azotowych, topnika dla przemysłu hutniczego, kamienia budowlanego, tłuczni dla celów kolejowych, wapienia dla przemysłu cukrowniczego i mieliwa wapiennego dla hut szklanych. Zakład był zmechanizowany i posiadał pierwszy na terenie kieleckim elektryczny agregat oświetleniowy, z którego korzystała też najbliższa dzielnica miasta.

W latach pięćdziesiątych bieżącego stulecia w kamieniołomach Kadzielni stosowano odstrzał głębokimi otworami. Stutysięczne Kielce były wówczas jedynym miastem w Europie środkowej, gdzie w śródmieściu czynny był



Ryc. 20. Przekrój przez Kadzielnę

- 1 — plejstocen — piaski akumulacji lodowcowej związane genetycznie z wysokim tarasem
- 2 — plejstocen — glina zwałowa
- 3 — plejstocen — grotty krasowe
- 4 — trzeciorząd lądowy — ropy pstry z gniazdami manganu i limonitu skorupowego
- 5 — trias dolny — ropy, piaskowce i żwiry
- 6 — dewon górny, famen — łupki margliste z wkładkami wapieni
- 7 — dewon, fran górny — wapień pasiaste
- 8 — dewon, fran środkowy — wapień skaliste
- 9 — dewon, fran dolny — wapień grubopłytkowe
- 10 — dewon środkowy, żywet — dolomity amfiporowe
- 11 — uskoki

kamieniołom stosujący materiały wybuchowe. Obecnie kamieniołomy zostały zlikwidowane i zamienia się ich tereny na park wypoczynkowy połączony z alpinarium i naturalnym muzeum geologicznym zorganizowanym w planerze. Bezpośrednio po wyzwoleniu w roku 1945 na skutek interwencyjnych publikacji geologicznych²³ środkowa część góry zbudowana z imponujących rozmiarów monolitu skalnego zwanego Diabelską Skałą, a później Skałą Geologów, objęta została ochroną, a eksploatacja zeszła na niżej położone i peryferyjne rejony wzgórza. W ten sposób zachowane zostały obiekty geologiczne o bezcennej dziś wartości. Należą do nich najefektywniejsze w Europie odsłonięcia krasu kopalnego, kras plejstoceni i dydaktyczny profil warstw górnodewońskich, poparty rozpozniowaniem paleontologicznym. Poza tym

²³ Ibid.

na uwagę zasługują tu dostępne dla obserwacji przejawy mineralizacji kruszcowej w formach typowych dla dewonu Gór Świętokrzyskich.

Wapienie górnego dewonu, budujące Kadzielnię, stanowią obecnie najlepiej odsłonięte ogniwo w pasie skałkowym. W obrębie Kadzielni warstwy skalne wygięte są kopulasto, a następnie zaburzone poprzecznymi uskokami, biegnącymi z północy na południe.

W najniższych poziomach, częściowo zawodnionych, bo położonych poniżej zwierciadła wody gruntowej, na skutek oddziaływania przepływającej opodal rzeki Silnicy odsłaniają się warstwy najstarsze, reprezentujące fran dolny. Są to wapienie jasne, skaliste, miejscami słabo uławiczone, zawierające korale i ślimaki. Warstwy wykształcone są w facji rafowej. Element skałotwórczy stanowią gatunki z grupy *Tetracoralla*. Korale nie tworzą tu masywnych form rafowych, ale występują w pojedynczych koloniach; dla przykładu podać można *Machaea czarnockii*, *M. kozłowskii*, *M. berdensis* oraz częste *Thamnophyllum monozonatum* spotykane również i we franie środkowym. Gatunek *Disphyllum goldfussi* przechodzi na odcinku Kadzielni z warstw wapiennych żywełu górnego do wapieni dolnego franu. W omawianych warstwach notowane są: *Hexagonaria sedgwicki* i *Megaphyllum pashiense*. Ponadto w wapieniach masowo występuje stromatopora *Clathrodictyon spongiolum*. Oddzielną grupę reprezentują koralowce, a więc duże kolonie *Alveolites suborbicularis* A. parvus i drobne gatunki *Alveolites tenuissimus*, *A. complanatus*, *Thamnopora vermicularis* i *T. cristata*. Jeśli chodzi o ślimaki, to na pierwszy plan wysuwają się duże, gruboskorupowe *Loxonema polonicum* odkryte przed blisko stu laty przez Güricha jako przewodnie dla dolnego franu. Przewodnią formą jest tu również *Pleurotomaria kadzielniae*. Nieliczne brachiopody reprezentowane są przez *Atrypa reticularis* var. *applanata*, *A. desquamata* var. *kadzielniae*, *A. kadzielniae* var. *applanata*, *A. aspera*, *A. didyma* i *Schizophoria striatula*. Faunę występującą we franie dolnym Kadzielni uzupełniają szczątki trylobitów z gatunku *Scutellum costatum* i szkielety kostne ryb pokrewnych formom środkowodewońskim. Należą do nich rodzaje *Dipterus*, *Glyptolepis*, *Onychodus*, *Rhynchodus* i *Osteolepis*.

Na wapieniach dolnego franu zalegają wapienie skaliste, jasne, budujące główny masyw Skałki Geologów. Wapienie te w części dolnej wykazują ślady uwarstwienia zaakcentowane miejscami przez wkładki łupkowo-margliste, w których występują liczne szczątki ryb *Ptyctodus czarnockii*, *P. obliquus*, *Onychodus jaekeli*, *Psammosteus meandrinus*, *Diplocercides kayseri* oraz formy *Osteolepis*, *Holonema*, *Brychidirus*, *Dipterus* i *Bothriolepis*. Obecność tych dwudysznych świadczy o płytkim charakterze zbiornika i bliskości ładu. W górnej i skalistej partii wapiennej, typowo rafowej, głównymi organizmami skałotwórczymi są koralowce *Tabulata* z rodzaju *Alveolites*. Należą do nich *Alveolites parvus*, *A. tenuissimus* oraz *A. suborbicularis*. Znane są tu również rodzaje *Stromatopora* i *Stachyodes*. Z koralii czteropromiennych wliczyć należy *Machaea kozłowskii*, *M. multizonata*, *M. berdensis*, *Thamnophyllum monozonatum*, *Pexiphyllum ultimum*, *Tabulophyllum macconelli*, *Disphyllum goldfussi* i *Thamnophyllum latum*. W wapieniach rafowych występują gniazdowe nagromadzenia przebogatej fauny brachiopodowej oraz trylobity. Do przewodnich form należą brachiopody, a więc gatunki *Rhynchonella triloba* var. *kadzielniae*, *R. acuminata*, *R. pugnus* oraz *Hypothyridina coronula*. Trylobity rekrutują się z rodzaju *Cyphaspis* i *Scutellum*. Poza tym znane jest występowanie licznych odmian ramienionogów jak *Spirifer kadzielniae*,

S. punctatus, *S. archiaci*, *S. canaliferus*, *S. obtusus*, *S. tenticulum*, *Pentamerus galeatus*, *P. formosus*, *Productella herminae*, *P. forojuliensis*, *Chonetes divaricata*, *Orthis striatula*, *Stropheodonta interstitialis*, *Athyris concentrica* i kilka odmian *Atrypa*.

Fran górny tworzą wapienie pasiaste, gruboławicowe, płytowe lub cienkoławicowe, margliste. Przesunięcia tektoniczne mas skalnych Kadzielni w płaszczyznach pionowych zadecydowały, że warstwy franu górnego odsłaniają się jedynie w wyrobiskach wschodnich, gdzie występują warstwy strącone niżej w stosunku do Skałki Geologów. We franie górnym dominuje fauna brachiopodowo-głównonogowa z *Manticoceras*, *Beloceras* i *Rhynchonella cuboides*.

We wschodniej części kamieniołomu fran górny odsłania się niekompletnie, strop tej serii jest wyprasowany tektonicznie nasuniętymi łupkami famenu dolnego. Łupki te są silnie pofałdowane i zawierają oderwane bloki wapieni pasiastych franu (ryc. 21). W obrębie nasunięcia zaznacza się wzmożona mineralizacja kalcytowa. Dotyczy ona głównie wapieni pasiastych i ich porwaków. Nasunięty na wapienie pasiaste famen Kadzielni wykształcony jest w facji łupkowej. Są to ciemnoszare i żółtawoszare łupki margliste przekła-



Ryc. 21. Nasunięcie tektoniczne łupków górnego dewonu (famen) na wapienie rafowe w rejonie Kadzielni

dane wapieniami szarymi, kostkowymi i bulastymi. Łupki zapadają w kierunku NE czyli ku śródmieściu, leżącemu na osi synkliny. W warstwach fałmenu Kadzielni występują masowo głowonogi, a więc goniatyty i łodziki oraz ryby pancerne. Brak jest w osadach form osiadłych, a fauna bentoniczna cechuje się dużym ubóstwem. Reprezentowana jest ona przez ramienionogi *Spirifer verneuilli*, *Lingula lagoviensis*, *Liorhynchus brachyptychus* i trylobity z rodzaju *Trimerocephalus* i *Cyrtosymbole*.

Z form nektonicznych dla dolnego fałmenu przewodnie są goniatyty *Cheiloceras subpartitum*, od których nazwy określa się poziom tzw. łupków cheilocerasowych. Występuje tu także forma *Thornoceras* i łodziki *Cyrtoceras Orthoceras* i *Paterioceras*, które miejscami tworzą w serii wapienno-łupkowej masowe nagromadzenia. Na uwagę zasługują opracowane przez Z. Gorizdro-Kulczycką w r. 1948 ryby pancerne z grupy *Arthrodira*, wśród których znane są olbrzymie formy, jak *Brachythoraci*, posiadające tarcze głowowe blisko półmetrowej średnicy.

Na zboczu północno-wschodnim Kadzielni już przy ul. Krakowskiej w warstwach łupków marglistych i wapieni występuje fauna *Platyclymenia annulata*, należąca do fałmenu górnego. W wielu punktach wapienie franu Kadzielni są silnie skrasowane. W masywie góry wyróżnia się co najmniej trzy generacje krasu. Od północy, czyli od strony ul. Krakowskiej, odsłania się kras najstarszy, permsko-triasowy. Kotły i kominy w wapieniach wypełniają ility kaolinowe białe, ility plastyczne wiśniowe i ility ceglaste typu *terra rosa*, pochodzące z wietrzenia miejscowych skał węglanowych. W iłach wiśniowych występują przewarstwienia i soczewkowate wkładki piasków pylastych, jasnych i piasków zglinionych, wiśniowych, mikowych. Poza tym znane są tu przeławiczenia płytowych piaskowców wiśniowych i żółtych, często oczkowych lub zwirowych. Żwiry kwarcowe tworzą również odrębne nagromadzenia w iłach i glinach. Warstwy cechują się skomplikowaną teksturą, związaną z pogłębieniem się kotłów krasowych, powodującym osuwanie się w głąb mas ilastych. Materiał klastyczny odpowiada wykształceniem petrograficznym osadom dolnotriasowym Gór Świętokrzyskich. Ząb płaza tarczogłowego z grupy labiryntodontów, znaleziony w żwirach Kadzielni, przemawia również za triasowym wiekiem leżących tu w krasie wapiennym osadów. Młodszy wiekowo kras zaliczyć należy do trzeciorzędu lądowego. Formy te zazębiają się ściśle z krasem permsko-triasowym i dominują w wyrobiskach południowych. Luźne klastyczne materiały triasowe przemieszczały się tu do nowo powstałych komór i kotłów. Są to mułki jasne i żółte, piaski i gliny pstre, powstałe przez beładne wymieszanie iłów i piasków rozsegregowanych w krasie starszym. Wtórne nagromadzenia piasków są miejscami zdiagenezowane, tworząc pojedyncze, płytowe, bardzo kruche ławice brunatnych i różowawych piaskowców ilastych. Piaskowce te rozciągają się w palcach. Kras trzeciorzędowy Kadzielni jest okruszczowany. Na zwietrzałych wapieniach, kontaktujących z iłami ceglastymi *terra rosa*, występują drobne naskorupienia krystalicznej galeny oraz druzi krystaliczne białego barytu. Poza tym napotyka się tu płaskury węglanów miedzi. Malachit i azuryt występuje na szczątkowych płatach kuprytu, będącego też minerałem jak najbardziej wtórnym, powstałym w wyniku reakcji redukcyjnych.

W iłach i glinach wiśniowych triasu przemieszczonego do kotłów trzeciorzędowych występuje masowo ruda żelazna limonitowa. Są to rudy skorupowe,



Rys. 22. Kras plejstoceniński w wapieniach rafowych górnego dewonu (fran) Kadzielni

często skrzemionkowane, oraz były złożone z limonitu. Średnica buł dochodzi do 2 m. Rudy żelazne i kruszce nie były w obrębie Kadzielni eksploatowane.

Najmłodszym wiekowo jest kras czwartorzędowy rozwinięty głównie w preglacjale. Z krasem tej doby związane są liczne groty w obrębie Kadzielni. Występują one w szczytowej partii Skałki Geologów oraz schodzą w głąb poniżej dzisiejszego zwierciadła wody gruntowej. We wschodniej ścianie kamieniołomu groty krasowe odkryte w trakcie eksploatacji grupują się w dwóch partiach skalnych. Partia północna stanowi rozwietrzałą strefę uskokową. Groty te zostały zamienione na magazyn. Występują w nich namuliska ilów ceglanych *terra rosa* oraz kalcyt naciekowo-krystaliczny, tworzący miejscami efektowne draperie. W partii południowej występuje wąska, rozczłonkowana grota, stanowiąca najdłuższą jaskinię Kadzielni. Długość tej szczeliny wynosi około 150 m. Jest ona dostępna bezpośrednio z kamieniołomu.

W szczytowej części Skałki Geologów znajdowały się trzy naturalne groty. Legendarny „diabeł”, strzegący tu skarbów i ukazujący się przybyszom, spowodował, że jego mianem objęto niegdyś całą skałę. Grota wschodnia została całkowicie zniszczona w wyniku robót eksploatacyjnych. Robotami zniszczono też jaskinię środkową o pokroju tunelu, którym wychodzić można było na szczyt skały. Dziś pozostało tylko wejście do niej — dalej tunel urywa się, obcięty ścianą kamieniołomu.

Kompletnie zachowana jest grota zachodnia, zwana Grota Jeleniowską, gdzie około roku 1920 znaleziono kości jelenia. W Grocie Jeleniowskiej w ubiegłym stuleciu znalezione zostały poza tym kości nosorożca i niedźwiedzia jaskiniowego. Bezpośrednio na wapieniu występują tu namuliska lessowe z licznymi odłamanymi ze stropu stalaktytami. W namuliskach stalagmitowe naskorupienia kalcytowe oraz naciekowo-krystaliczne formują charakterystyczne czerepowate polewy, w których masowo tkwią scementowane kości nietoperzy jaskiniowych. Migracja wód przesyconych węglanem wapnia powoduje, że namuliska przechodzą lokalnie w martwicę wapienną. W namuliskach poza kośćmi nietoperzy leżą masowo w różnych poziomach kości plejstocенskich gryzoni stepowych. Warstwy te powstały przypuszczalnie w najstarszym interglacjale. Grota jest całkowicie оголоcona z sopleńców stalaktytowych i znajduje się je tylko w formie kopalnej. Kotły i szczeliny krasowe plejstocенskie wypełnia *terra rosa* oraz piaski kwarcowe żółte, akumulacji lodowcowej. Taras akumulacyjny związany ze zlodowaceniem środkowopolskim obejmował szczytową część monolitu Skałki Geologów. Nadmienione przez I. F. Sjomę szczątki ludzkie w namuliskach grot Kadzielni świadczą, że obiekty te mogły być zamieszkiwane. Znaczna dewastacja jaskiń uniemożliwiła ich prawidłowe opracowanie.

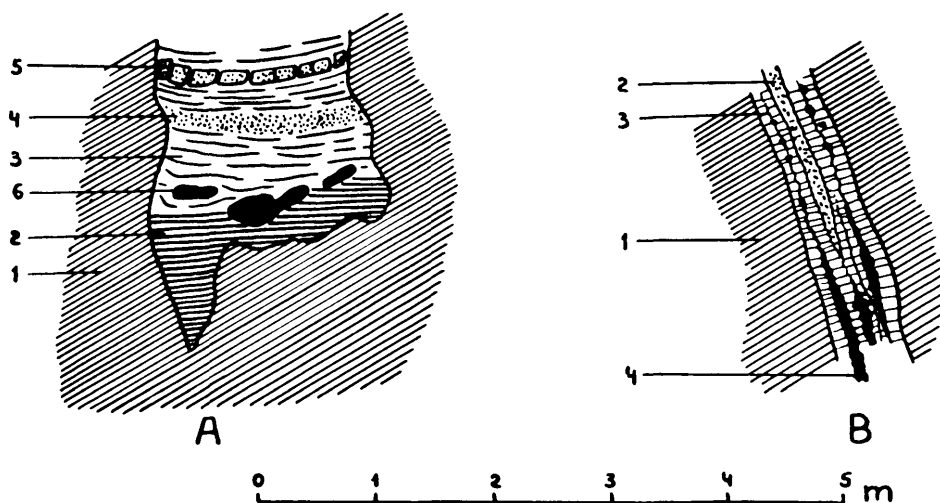
Występowanie osadów dolnego triasu w krasie wapieni dewońskich Kadzielni jest zjawiskiem bardzo typowym dla środkowej części Gór Świętokrzyskich. Podobne formy, traktowane jako szkolne przykłady dydaktyczne, znane są z Góry Zelejowej pod Chęcinami. Tak w przypadku Góry Zelejowej, jak i Kadzielni, zwarta pokrywa osadów dolnego triasu odległa jest zaledwie o 2 km. W przypadku góry Wietrzni trias odległy jest o 5 km.

W masywie góry Józefki pod Górnem na starym krasie wapieni i dolo-mitów dewońskich występują analogiczne dolnotriasowe iły i piaskowce wiś-niowe. Odległość tego obiektu od pokrywy triasowej obrzeżenia Gór Święto-krzyskich wynosi 15 km. Rozważania te mają na celu udowodnienie, że mało prawdopodobny jest transport triasowych osadów na takich dystansach w wy-niku późniejszych, potriasowych, trzeciorzędowych ruchów wodnych. Zda-je tu egzamin pierwotna stara teoria, zakładająca, że powstały w permie kras dewoński wypełniony został sedimentami terrygenicznymi dolnego triasu w czasie, kiedy pstry piaskowiec pokrył swymi osadami częściowo speneple-nizowane hercynidy świętokrzyskie.

e. K a r c z ó w k a

Wyniosła lesista góra, z bielejącymi na szczycie murami barokowego ko-ścioła i pobernardyńskiego klasztoru, zwie się od czasów średniowiecznych Karczówką. Próby nazwania jej Górą Św. Karola czynione w połowie XVII wieku nie zdały egzaminu. Masyw Karczówki budują wapienie dewońskie.

Na zboczu południowym odsłania się wapień szary, gruboławicowy, amfi-porowy górnego żywetu w formie licznych skałek krasowych, pokrytych ła-



Ryc. 23. Przekroje przez złoża kruszcowe Karczówki i góry Grabiny

A — Złoża gniazdowe w kotłach krasowych wapieni dewońskich wypełnionych osadami triasu lub trzeciorzędu lądowego. Złoża te zwane są w gwarectwie świętokrzyskim „szparami”. Reprezentują one bogate i łatwo dostępne typy złóż

Skala macierzysta:

1 — dewon środkowy, żywet górny, wapień szary grubolawicowy, amfiporowy

Iły kruszczone:

2 — *terra rosa*, autochtoniczna ilasta zwietrzelina lateryczna wapienia dewońskiego, zwykle wieku permsko-triasowego lub trzeciorzędowego

3 — trias dolny — il lub łożupek wiśniowy, mikowany

4 — trias dolny — piaski, żwiry lub mułki o pstrym zabarwieniu

5 — trias dolny — piaskowiec wiśniowy lub żółty, często żwirzasty

Złoża:

6 — galena tworząca buły krystaliczne, często przerastane barytem lub buły barytowe z wpryskami galeny; siarczokowi ołowiu towarzyszą zwykle domieszki srebra rafinowane niegdyś na skalę przemysłową

B — złoża żyłowe w wapieniach dewońskich; są to tzw. złoża ubogie, trudno dostępne i mało wydajne; uzyskany stąd niskoprocentowy urobek podlegał wzbogaceniu na drodze flotacyjnej; kruszec zawiera również domieszki srebra

1 — dewon środkowy, żywet górny — wapień szary, grubolawicowy, amfiporowy

2 — zwietrzelina ilasta wapienia (*terra rosa*) lub iły triasowe zaciśnięte i wklonowane w szczelinie skalnej

3 — żyła kalcytowa wypełniająca szczelinę, tworząca zbite masy krystalicznego szpatu

4 — galena krystalizująca w niezabliźnionych próżniach żyły kalcytowej lub tworząca wpryski w kalcyte

mi *terra rosa* lub piaskami tarasu akumulacji lodowcowej. Warstwy cechuje bieg równoleżnikowy z upadem północnym wynoszącym średnio 25°. Szczyt góry budują wapień płytowy, miejscami skaliste franu, wykształconego w kadzielniańskiej facji rafowej. Od północy z franem tektonicznie kontaktują w płaszczyźnie podłużnego uskoku utwory famenu. Brak tu jest famenu

dolnego. Przy alei biegnącej od miasta pod górą przy zabudowaniach odsłaniają się łupki krzemionkowe czerwone i pstre z fauną trylobitową z grupy *Cyrtosymbole-Varibole* i brachiopodami *Productus species* i *Chonetes hardriensis*. Łupki reprezentują VI poziom woklumeriowy i poziom VII gatten-dorfiowy famenu, stanowiąc warstwy przejściowe do karbonu dolnego tj. kulmu. Łupki te miejscami wykazują upad południowy, czyli zapadają w kierunku odwrotnym niż dewon wapienny. Na nich leżą bezpośrednio zlepienie cechsztyńskie.

Na zboczu północnym i zachodnim góry zlepienie kontaktują również miejscami z wapieniami franu, są to kontakty tektoniczne wynikające z istnienia tu longitudinalnego uskoku. Cechsztyń posiada znacznie łagodniejsze pochYLENIE warstw w kierunku północnym, dochodzące do 10°. Karczówka stanowi południowe dewońskie skrzydło synkliny kieleckiej i tworzy zachodnie przedłużenie Skałkowego Pasa Kadzielniańskiego. Przesunięcie Karczówki na północ w stosunku do biegu osi Pasa Kadzielniańskiego spowodowane zostało, jak określa J. Czarnocki²⁴, sigmoidalnym wygięciem łukowym tego odcinka skrzydła synkliny.

Południowe zbocze Karczówki pokryte jest starymi wyrobiskami górniczymi. Prowadzona tu była w dobie przedrozbiorowej szybkowa eksploatacja galeny występującej w skrasowanych szczelinach skalnych wapieni górnego żywetu. Szczeliny, zwane w staropolskiej gwarze gwareckiej „szparami”, posiadają bieg południkowy, czyli są poprzeczne w stosunku do rozciągłości warstw. Pochodzenie szczelin jest tektoniczne. Spękania lub wiązki strząsań cementuje kalcyt, występujący często w paragenezie z galeną srebrnośną.

Galena tworzy drobne wpryski krystaliczne w białym i żółtobrunatnym kalcycie lub formuje samodzielne naskorupienia na zewnętrznej płaszczyźnie skały wapiennej, kontaktującej z iłem brunatnym residualnym typu *terra rosa* lub kalcytem. Grubość naskorupień kruszcu nie przekracza kilku centymetrów. W wypełniających szczeliny ilach zwietrzelinowych, zwanych kruszcowymi, w pobliżu kontaktu z wapieniem występują też bulaste skupienia siarczku ołowiu. Ogólnie grubość „szpar” nie przekracza w rejonie Karczówki 2 m. Roboty górnicze sięgały tu 20 m w głąb, co świadczy, że głębiej następowało wyklinowywanie się szczelin i żył. W zasięgu okruszczowanych szczelin wapien oraz kalcyt wykazują rozkład chemiczny, węglan wapnia jest kruchy, mączasty, przypominający optycznie kredę piszącą. Rozkład ten powodowany jest wietrzeniem kruszców siarczkowych, wyzwolona siarka zakwasa środowisko, reagując ze skałami węglanowymi, a więc z wapieniami i dolomitami.

U południowego podnóża góry wapien dewoński zapada pod nadkład plejstoceni, złożony z gliny zwałowej. Wyrobiska górnicze giną w tej strefie, co związane jest przypuszczalnie ze znaczną głębokością występowania kruszcu i zawodnieniem nadkładu, bowiem na glinie zwałowej mogą istnieć liczne poziomy wodonośne, z których korzystają miejscowe studnie. Grubość plejstocenu wynosi u podnóża góry miejscami 20 m. Złoża kruszczowe Karczówki posiadają opinię złóż wyczerpanych.

W kościele na Karczówce znajduje się posąg św. Barbary, patronki gór-

²⁴ J. Czarnocki *Złoża ołowiu w okolicach Karczówki pod Kielcami*, „Posiedzenia Naukowe PIG”, Warszawa 1931, nr 30, s. 101—103.

Ryc. 24. Figura św. Antoniego
wykonana z galeny, kościół
w Borkowicach



ników, wykonany z samorodka galeny, wydobytego w roku 1646 na górze Machnowicy, leżącej na zachód od Karczówki (ryc. 25). Statua posiada wysokość 156 cm. Z części samorodka, odłamanej przy wydobywaniu bryły, wykonana została druga figura Matki Boskiej (ryc. 26). Jest to płaskorzeźba, wmurowana w ścianie katedry kieleckiej przy chrzcielnicy. Z następnego samorodka kruszcowego, wydobytego przez tego samego górnika, Hilarego Małą, wykuto postać św. Antoniego, która znajduje się w kościele w Borkowicach (ryc. 25). Miejsce, gdzie Hilary Mały wydobył ze szczeliny skalnej wypełnionej iłem kruszczonośnym *terra rosa* dwa wielkie samородki galeny, nazwano „Szparą Świętych” lub „Szparą Świętej Barbary”. Obok legendarnej figury na Karczówce w ścianie kościoła wmurowana jest tablica marmurowa, na której w formie wierszowanej podano historię znalezienia w górze Machnowicy brył galeny.

Okoliczność, że wykopanie półtorametrowej bryły kruszcu uznano za zjawisko nadprzyrodzone i że bryły takiej użyto na wykucie świętego posągu, nie przetapiając kruszcu, świadczy dobitnie, że górnictwo miejscowe kontynuowane przez zrzeszonych w cechu rzemieślniczym gwarków, prowadzone systemem chałupniczym i prymitywnym, bazowało na drobnych nagromadzeniach kruszczowych. Uzyskanie z jednej „szpary” większej ilości urobku



Ryc. 25. Figura św. Barbary wykonana z galeny, kościół w Karczówce

było raczej nieosiągalne i stanowiło baśniowe marzenie każdego górnika. Cyfra podawana przez W. Kondakiego²⁵, jakoby przeciętny szyb dawał 14 cetnarów kruszcu, wydaje się być nierealną. Górnicy, lokalizując swe roboty, opierali się na wskazówkach znachorów udzielanych za pomocą różdżki, czyli pręta przyciąganego przez kruszec, a przede wszystkim na rozeznaniu terenu uzyskanym w wyniku wieloletniej eksploatacji góry. Pochodzący z końca XVIII w. sztych Karczówki w przekroju, wykonany przez podróżnika i naturalistę Carosiego, jest naiwny i świadczy o nieznanym podstawom geologiczno-górnich, takich jak ławica, bieg, upad, uskok, wyklinowanie itp.

Rozeznanie uzyskiwane przez dawnych górników polegało na kojarzeniu faktów odnośnie kierunku biegu szpar, stref zmineralizowanych, w nawiązaniu do poszczególnych typów skał i konfiguracji terenu. Niewątpliwie część wyrobisk dostarczała urobku w postaci kruszcu, podczas gdy pozostałe roboty dawały wyniki negatywne, z czym łączyło się duże ryzyko górnicze. J. Paz-

²⁵ W. Kondaki, op. cit.

Ryc. 26. Figura Matki Boskiej wykonana z galeny, katedra w Kielcach



dur²⁶ słusznie zwraca uwagę na ciekawy fakt, wymagający należytego komentarza. Otóż w opodal położonym rejonie kruszconośnym Chęcin w czasach przedrozbiorowych na 29 stanowisk górniczych 14 posiadało nazwy wywodzące się od pobożnych westchnień, a więc „Daj Boże”, „Ufam Bogu”, „Wspomóż Panie”, „Szczęście Boże”, „Boże Dary”, „Boża Łaska”, „Wszystkie Święte” itp. Nazwy te świadczą dobitnie, jak bezradnym był ówczesny „górnik” wobec wielkiej nieznanej i wobec wielkiego ryzyka górniczego połączonego z każdą nowo rozpoczętą robotą. Szukanie pomocy w siłach nadprzyrodzonych przemawia wyraźnie za tym, że nie każdy szyb górniczy dawał, jak twierdzi W. Kondaki, kilkanaście cetnarów kruszczu, co równa się około 750 kg.

Prymityw chałupniczych robót gwareckich na Karczówce opisuje Carosi:

Biją szyb za szybem, licząc na szczęście, nie patrząc ani na szczeliny, ani na linie dawnych robót, czy cokolwiek innego. Jeżeli nic nie znajdują, przenoszą się dalej i kopią tak długo, aż natrafią na żyłę i potem już za nią się posuwają, jak

²⁶ J. Pazdur *Zakłady metalowe w Białogonie 1614—1914*, Wrocław 1957.

długo można. Posługują się tylko kilofami w kiepskim gatunku i jeszcze lichszymi przyborami do strzelania skały. Tłuczków i żelazek górniczych nie używają prawie wcale.

W wyrobiskach podziemnych pracowało po dwóch gwarków współdziałających ze sobą. Prymityw nie pozwalał na przewietrzenie tych ciasnych i poddyktowanych rozmiarami szczeliny skalnej „szpar”, wobec czego kopano jedynie w miesiącach zimowych, kiedy ciepłe powietrze, zużyte, samoczynnie wydobywało się z podziemi. W porze letniej natomiast powietrze z szybu wraz z zawartym w nim dwutlenkiem węgla wydychanym przez górników i wydzielanym przez lampę oliwną, będąc chłodne i ciężkie, nie opuszczało samoczynnie wyrobisk. Notatka nadmienia, że prace górnicze trwają jedynie przez zimę, bo w szybach „...a primis Maii nikt nie wytrwa dla wielkiego smrodu aż ad Octobrem”.

Nad szybami zwykle nie stawiano szop, bo rzadko robota trwała długo w jednym miejscu. Wyciąg stosowano ręczny przy użyciu kołowrotu, wiadra i liny o calowej średnicy. Górna, sypką warstwę zabezpieczano prowizoryczną obudową drewnianą. Sięgała ona zwykle do dwóch łokci w głąb. Starych dołów nie zasypywano. Pozostawały otwory o średnicy jeden i jedna czwarta do półtora łokcia, przez które przedostawała się do wyrobisk podziemnych woda opadowa, powodując zalewanie szybów sąsiednich i terenów przyległych, jeszcze nie wyeksploatowanych.

Na innych obszarach kruszczońskich Kielecczyny znani byli w tym czasie także „panowie gwarkowie”, a więc ludzie majątni zrzeszeni w cechu, którzy wykorzystywali w swych nadaniach najemną i pańszczyźnianą siłę roboczą. Prowadzili oni wydobywanie na wyższym poziomie technicznym, robiąc nieraz inwestycje w zakresie odwadniania i wentylacji. Na terenie Karczówki i w górach sąsiednich, stanowiących największy z rejonów kruszcowych w Górach Świętokrzyskich, tego rodzaju inwestorzy nie byli notowani. Gwarkowie wynagradzani byli przez zakup dostarczanego przez nich kruszczu mierzzonego na niecki. Dostawa kruszczu była opodatkowana. Podatek, zwany olborą, polegał na bezpłatnym odliczeniu $\frac{1}{8}$ kruszczu na rzecz skarbu państwa. Według obliczeń J. Pazdura²⁷ gwarek wydobywał rocznie przeciętnie 3,5 cetnara kruszczu, co równało się masie około 200 kg. Wydobywanie kontynuowano z powodu niezwykle taniej siły roboczej w dobie feudalno-pańszczyźnianej. Wznawianie w latach rozbiorowych i później zaniechanie tych robót, a następnie negatywne wyniki prac entuzjastów górnictwa świętokrzyskiego, są dowodem, że prace te zarzucono nie ze względu na wyczerpanie złóż, ale dlatego, że nie mogły być one rentowne w nowej epoce kapitalizmu.

f. Góra Dalnia i Grabina

W kierunku północno-zachodnim, bezpośrednio za Karczówką leży góra Dalnia. To symetryczne, stożkowate wzniesienie jest oddzielone przełęczą od położonej dalej na zachodzie podłużnej góry Grabiny, której dwie kulminacje miejscowa ludność zwie Grabiną Wielką i Małą. Góra Dalnia zbudowana jest w szczytowej partii i na zboczu południowym z wapieni franu skałkowego. U podnóża południowego rozległy taras budujący wapienie amfiporowe żywetu. Po eksploatacji galeny mineralizującej tu w podobny sposób, jak na Karczówce, pozostały stare, przedrozbiorowe wyrobiska. Wapienie budujące górę Grabinę zapadają w kierunku NWN pod kątem 21—26°.

²⁷ Ibid.



Ryc. 27. Ślady po szybie „Barbara”, gdzie do roku 1917 eksploatowano galenę;
zbocze południowe góry Grabiny

Na stoku północnym leży transgresywnie na wapieniach dewońskich zlepieńiec cechsztyński, a następnie u podnóża góry spod zlepieńca wznosi się tektonicznie wydzwignięta kra wapieni franu, zapadających na południe. Tę samą jednostkę w zachodnim przedłużeniu budują wzniesienia Szczukowskich Gór, wapienie dewońskie.

Podłużny garb góry Grabiny zbudowany jest w zasadniczej masie z wapieni amfiporowych górnego żywetu. Fran skałkowy w najniższych swych ławicach odsłania się na zboczu zachodnim wzgórza w kamieniołomie, gdzie odsłonięto kontakt pomiędzy wapieniami amfiporowymi a dewonem górnym. Wyraża się on w profilu litologicznym wkładką międzywarstwową iłu wiśniowego, sygnalizującą zmiany facjalne i zmiany w zespole fauny.

Na stoku północnym fran przykryty jest zlepieńcem cechsztyńskim Warstwy wapieni w masywie góry Grabiny zapadają w kierunku NWN pod kątem 35–45°. Góra pocięta jest poprzecznymi strefami uskokowymi, okruszczowanymi i pokrytymi śladami dawnych robót górniczych. Od wschodu pierwsza strefa uskokowa, o szerokości do 300 m, tworzy przełęcz, oddzielającą omawiane wzniesienie od opisanej poprzednio Góry Dalniej. Następne dwa pęknięcia uskokowe tworzą łagodną przełęcz, rozdzielającą kulminację góry Grabiny. Wreszcie zachodnia strefa uskokowa odcina zbocze tej góry, powodując znaczne przemieszczenie mas skalnych, co wyraża się np. w morfologii oddzieleniem terenu Grabiny od położonej na zachodzie góry Bruszni z przesunięciem ku południowi bloku, zbudowanego z wapieni rafowych franu. W strefach uskokowych silnie rozwinięty kras spowodował uformowanie się tu kotłów o średnicy przekraczającej często 50 m. Jest to stary kras permsko-triasowy. Świadczą o tym ilasto-piaszczyste sedymenty dolnego triasu, wypełniające w sposób podobny jak na Kadzielni kominy i szczeliny krasowe w skałach dewonu. Tego typu utwory wypełniają poza tym dno doliny uformowanej na południe od góry Grabiny pomiędzy Karczówką a górą Brusznia. Trias zalega tu pod cienkim nadkładem plejstocenu reprezentowanego przez glinę zwałową i piaski akumulacji lodowcowej.

W przełęczy między górami Dalnią i Grabiną czynny był w pierwszych latach XX w. szyb „Barbara”. Roboty w latach pierwszej wojny światowej przejęli okupanci austriaccy. Był to najgłębszy szyb na złożu galeny w Górach Świętokrzyskich. Po raz pierwszy zastosowano masowo żelbeton i maszynę parową przy stałym pompowaniu wody i wyciągu. Szyb osiągnął 118 m. Silne zawodnienie związane było z drobnymi horyzontami wodnymi, które występowały w glinach i przewarstwiających je piaskach wypełniających kras wapienny. W profilu stu osiemnastu metrów nie przebito całkowicie kotłów krasowych. Przy zgłębianiu szybu natrafiono siedmiokrotnie na gniazdo złoża galeny w ilach. Miejsca te znaczone na obudowie szybu. Była to stara metoda, według której po przebicciu całej serii złożowej w miejscach naznaczonych wcinać należało prowadzone od szybu chodniki, zwane później poziomami. Nagromadzenia galeny napotykanne przy zgłębianiu szybu „Barbara” określono jako „małe”. W szybie stosowano obudowę pełndrzewną, zakładając w miejscach zawodnionych dodatkowo gałęzie jałowcowe. Pompa parowa umieszczona była przy rzapiu w podszybiu. Wspomagający ją drugi agregat wisiał w połowie głębokości szybu. Kopalnię połączono drogą bitą z wsią Czarnów. Po zakończeniu wojny szyb zlikwidowano jako nie zrealizowaną inwestycję okupantów austriackich poszukujących za wszelką cenę metali kolorowych dla potrzeb militarnych.

W złożach kruszczowych góry Grabiny, a mianowicie na polach podnóża południowego w paragenzie z galeną występuje także baryt. Był on już notowany tutaj w dobie staszicowskiej. Krystaliczne konkrecje barytowe często impregnowane wpryskami galeny znajdują się przy rozkopywaniu starych hałd. Kruszcem, występującym w ilach triasu na kontakcie z wapieniami, towarzyszą zazwyczaj limonity skorupowe, rudy manganowe i rzadziej hematyty ziemiste. W trakcie prac rejestracyjnych przeprowadzonych przez Państwowy Instytut Geologiczny w roku 1930 w rejonie Karczówki, góry Grabiny oraz opodal położonej góry Bruszni i Góry Stokowej naliczono 3 220 wyrobisk. Wynik ten spowodował, że wymieniony obszar kruszczonośny określony został jako największy w Kielecczyźnie.

Kruszec ołowiu, występujący w tym rejonie, charakteryzuje się jako formy wtórnej mineralizacji kruszczowej, związane z odmladzaniem się spękań tektonicznych w wapienno-dolomitowej serii dewonu. Są to zjawiska potriasowe, najprawdopodobniej trzeciorzędowe. Na obszarze złożowym istnieją dwa typy koncentracji kruszczowej: jednym z nich są żyły lub użylenia kalcytowe w wapieniach, inkrustowane galeną. Kruszec tworzy tam samodzielne wkładki i przewarstwienia (ryc. 23). Są to złoża ubogie i trudne do eksploatacji z uwagi na znaczną zwieźłość skały przeznaczonej do urabiania. Kruszec, przerastany kalcytem, a nieraz i barytem, podlegać musi przemiałowi i wzbogaceniu na drodze wodnej.

Do typu złóż bogatych należą gniazdowe skupienia bulastej galeny lub płaskury krystaliczne, występujące w ilach krasowych na kontakcie ze skałą wapienną. Urabianie plastycznych ilów jest stosunkowo proste i otrzymany kruszec tylko w wyjątkowych przypadkach podlegać musi wzbogaceniu, gdy przerasta go inny minerał płonny, jak np. szpat ciężki. Największe z wydobytych w czasach historycznych samorodków kruszczu, z których wykonano święte figury, pochodzą z bogatego typu złóż.

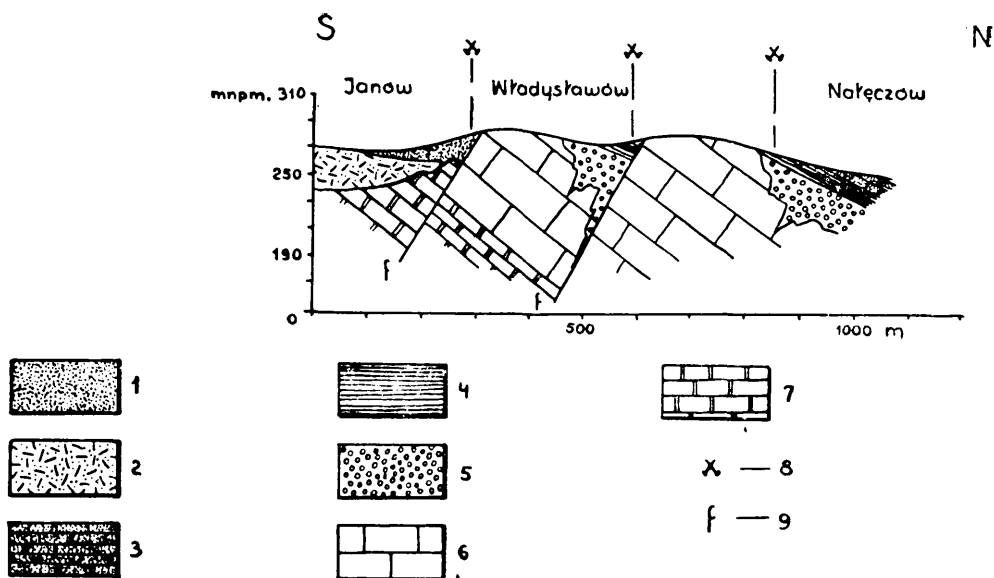
g. Góra Brusznia i Stokowa Góra

Na zachód od góry Grabiny leży lesisty kompleks wzgórz wapiennych. Pierwsze z kolei wzgórze wschodnie ze wznoszącym się ponad las krzyżem na grobie powstańców zwie się Brusznia. Wzniesienie zachodnie — to Stokowa Góra, opasana zataczającą półkole doliną rzeki Bobrzy. Oba wzniesienia zbudowane są z wapieni amfiporowych środkowego dewonu. Szereg południkowo biegnących spękań i stref uskokowych przecinających grzbiety wapienne jest objęty okruszczowaniem, o czym świadczą prowadzone tu przed rozbiórkami gwareckie roboty górnicze. Występowanie w tym rejonie srebrnośnej galeny jest analogiczne do złóż Karczówki.

Szczeliny góry Bruszni i Góry Stokowej są nieco silniej rozwietrzałe, a więc szersze. Omawiane wzgórza wspólnie z Karczówką, Górą Dalnią i górą Grabiną tworzą wspólny rejon kruszczowy. Wlicza się do niego również okruszczowane wzgórza niedaleko położonych Szczukowskich Górek i Janowa, a następnie także grupowo zlokalizowane wyrobiska w dolinie rzeki Silnicy pod Białogonem.

Lustracja klucza kieleckiego w roku 1789, nadmieniając o wiosce położonej u podnóża północnego Karczówki, podaje: „W Czarnowie wszyscy prawie chłopci — górnicy. Nad sobą mają hutmana, z którego wiadomością góry i szyby wokół Kielc otwierają”. Gwarkowanie czyli „kruszczośledzenie” nie było czynnością wymagającą nakładów pieniężnych i inwestycji. Istotny wkład stanowiła tu jedynie praca fizyczna górników. W tym układzie przy uzyskaniu negatywnych wyników kopacze nie ponosili w zasadzie strat materialnych. Kopanie kruszczu trwające jedynie w porze zimowej pozwalało chłopom-rolnikom wykorzystać aktywnie miesiące zimowe, martwe dla sezonu rolniczego.

W obrębie wzniesień góry Bruszni i Góry Stokowej od północy bezpośrednio na wapienie żywego nakładają się iły wiśniowe i piaskowce dolnego triasu, leżąc przekraczając na franie. Reprezentują tu one trias zachodniej części pokrywy mezozoicznej paleozoiku świętokrzyskiego. Trias dolny posiada miąższość ziemną. Zachowane w łąkach nad rzeką Sufragańcem stare zroby górnicze ujawniają na hałdach rumosz wapieni dewońskich użyłonych kalcytem.



Ryc. 28. Przekrój poprzeczny przez Wzgórze Janowskie

- 1 — plejstocen — piaski akumulacji lodowcowej
- 2 — plejstocen — glina zwałowa
- 3 — trias dolny — piaskowce wiśniowe
- 4 — trias dolny — ropy i łupki ilaste, wiśniowe
- 5 — trias dolny i perm — brekcje wapienne typu zlepieńca zygmuntownskiego
- 6 — dewon środkowy, żywet górny — wapienie amfiporowe
- 7 — dewon środkowy, żywet dolny — dolomity amfiporowe
- 8 — strefy okruszczowane na kontakcie wapieni dewońskich z utworami permsko-triasowymi; dawniej eksploatowano z nich galenę
- 9 — uskoki podłużne na północnym skrzydle antykliny dymińskiej, zrzucające schodowato wapienno-dolomityczną sztywną serię dewonu

h. Wzgórze Janowskie

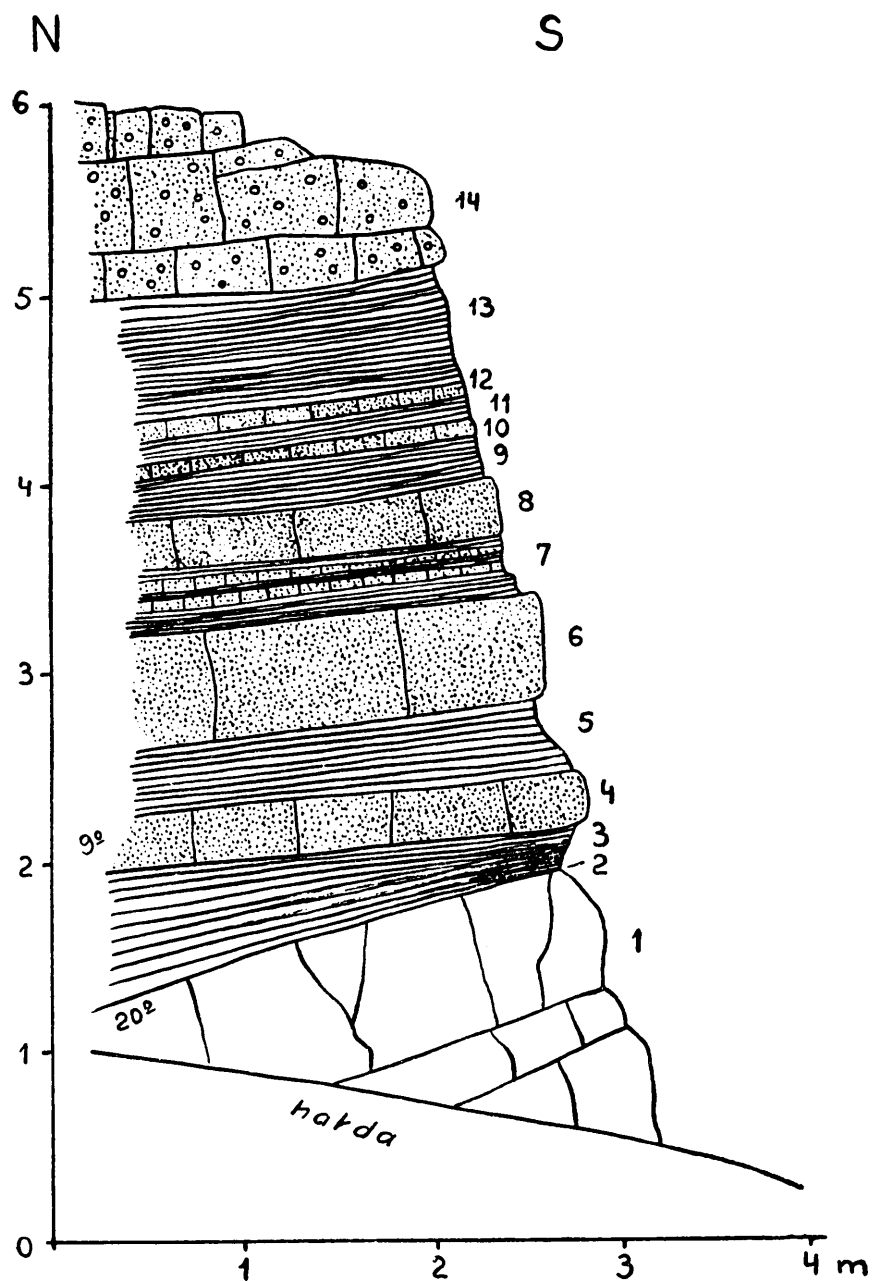
Do kambryjskiego pasma Gór Zgórskich przylegają od strony północnej wapienne wzniesienia, uszeregowane łańcuchowo i reprezentujące północne dewońskie skrzydło antykliny dymińskiej. W budowie geologicznej stanowią one odpowiednik Kadzielniańskiego Pasa Skałkowego, tworzą je bowiem wyłącznie wapienie amfiporowe górnego żywetu. Devon górny nie bierze udziału w strukturze tych wzniesień. Na wapieniach dewońskich, pochylonych tu na północ pod kątem około 25° , spoczywają bezpośrednio ropy i piaskowce triasowe, ujawniając niezgodność kątową rzędu 11° . Na kontakcie pomiędzy dewonem i triasem występują miejscami brekcje typu zlepieńca zygmuntownskiego, zaliczane dotąd generalnie do cechsztynu.

Postępując ku zachodowi od wypełnionej plejstocenijskimi piaskami rzecznych tarasów akumulacyjnych doliny rzeki Bobrzy, napotykamy pomiędzy zabudowaniami Zalesia i Nałęczowa dwa równoległe do siebie garby wapienne (ryc. 28). Oba zbudowane są z wapieni amfiporowych o ławicach pochylonych

ku północy. Na stokach pojawia się miejscami zlepieniec zygmunowski. W przełęczy między garbami występują szeregowo ustawione wyrobiska górnicze, gdzie przed laty szybko wydobywano kruszec ołowiu. Na hałdach natrafić można wyłącznie na ility czerwone, przeważnie pochodzenia dolnotriasowego.

Za garbem północnym sytuacja powtarza się i znów szeregowo zroby ujawniają eksploatację ołowiu na kontakcie dewonu z triasem. Dwukrotnie powtarzający się tu kontakt i monoklinalne pochylenie północne wapieni dewonu świadczą o istniejącym zapewne uskoku hercyńskim, który spowodował, że wapienne skrzydło antykliny dymińskiej zostało schodowo zrzucone. W rozwiertzałej strefie uskokowej osadziły się klastyczne sedymenty pstrego piaskowca. W zachodnim przedłużeniu Wzgórz Janowskich, oddzielona od nich łagodnym obniżeniem terenu leży Góra Kopaczowa. Eksploatacja wapieni stworzyła w obrębie góry półtorakilometrowy ciąg odsłonieć, ujawniając w sposób dokładny pozycję stratygraficzną zlepieńców zygmunowskich oraz przedstawiając kontakt triasu z dewonem (ryc. 30). Górę Kopaczową przecina kilka poprzecznych do jej równoleżnikowego biegu stref uskokowych. Szerokość stref wynosi od kilku do kilkudziesięciu metrów. W obrębie stref uskokowych występuje wapień silnie spękany i użylony nitkowato białym kalcytem. Strzaskania w górnej strefie przechodzą w masę brekcji wapiennej, złożonej z okruchów ostrokrawędzistych i niekiedy słabo tylko obtoczonych. Brekcja posiada lepiszcze wiśniowe margliste. Jest to w zasadzie lateryt pochodzący z chemicznego wietrzenia wapieni, wtórnie wzbogacony w węglan wapnia. Często nie zablźnione tym spoiwem próżnie wypełnia kalcyt biały, krystaliczny. Litologicznie skała ta odpowiada zlepieńcowi zygmunowskiemu, którego wiek jest paleontologicznie udowodniony jako cechsztyń.

W brekcji Góry Kopaczowej rzadkie są dobrze oglądzone otoczaki piaskowców kambryjskich i dolomitów dewońskich, świadczące o tym, że wskutek daleko posuniętej denudacji jądro staropaleozoiczne antykliny dymińskiej było już wówczas miejscami wydzwignięte. W strefach uskokowych nad zlepieńcem typu zygmunowskiego spoczywają łożupki piaszczyste mikowe z soczewkami wtórnych margli. łożupkom towarzyszą piaskowce płytkowe, wiśniowe oraz brekcje typu zlepieńca zygmunowskiego. Brekcje te związane są bezpośrednio z cyklem sedimentacyjnym dolnotriasowym, występującym tu na krasie wapiennym. Zawierają one dostrzegalną domieszkę pozaświótkrzyskiego materiału klastycznego, typowego dla pstrego piaskowca. W tym układzie wyróżnić należy w rejonie Wzgórz Janowskich i Jaworzni dwie serie zlepieńców zygmunowskich. Seria starsza wiekowo nie posiada w swym spoiwie domieszki piaszczystej i miki. Składa się ona wyłącznie ze skał lokalnych i ich autochtonicznych zwietrzelin. Kompleks ten można ogólnie zaliczyć do permu. Wiązanie go z cechsztyńem jest ryzykowne i pozbawione rzeczowych dowodów. Zlepieńce typu zygmunowskiego młodsze wiążą się z cyklem dolnotriasowym. Tworzą one odrębny kompleks leżący na zlepieńcach wieku permskiego. Często niszcza ich strop i wymywiają lepiszcze, przyjmując do swej masy otoczaki wapienne. Z uwagi na pogłębiający się w trzecio- i czwartorzędzie stary permski kras, cementujące go zlepieńce, łożupki i piaskowce ulegają daleko posuniętym deformacjom, sprawiającym złudzenie zaburzeń tektonicznych (ryc. 31). Ociągające się w głąb piaszczyste masy ulegają zlustrowaniom, wyprasowaniom i zafałdowaniom. Tektoniczne interpretowanie tych zjawisk w dobie międzywojennej (na zdjęciach tego obszaru



zaznaczony jest kontakt tektoniczny między zlepieńcem a dewonem) wydaje się być niesłusznym.

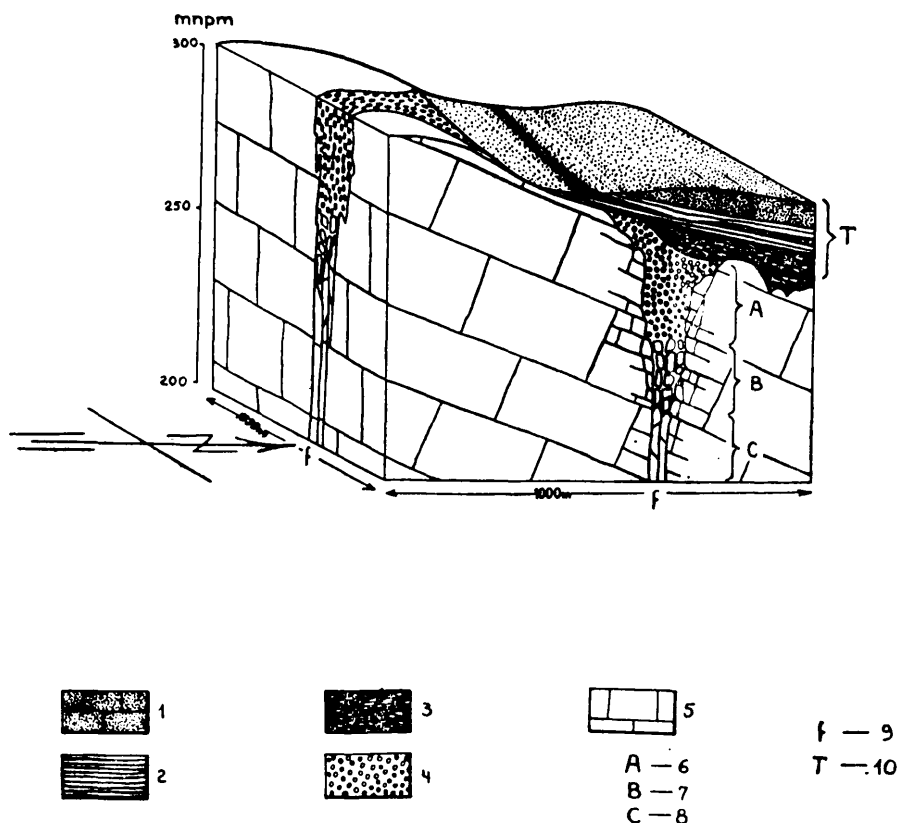
W szczytowej części Góry Kopaczowej odsłania się w klastycznej formie kontakt pomiędzy wapieniami dewonu a osadami ilasto-piaszczystymi pstręgo piaskowca (ryc. 29). Kontakt wyjaśnia, że na zwietrzałej powierzchni wapieni osadziły się naprzemianległe łożupki wiśniowe, najczęściej mikowe, i piaskowce cienko warstwowane, wiśniowe. Pomiędzy upadłem dewonu i triasu występuje niezgodność kątowna, gdyż dewon pochylony jest dwukrotnie stromiej niż trias. Na uwagę zasługuje odsłonięta tu seria piaskowców jasnych, miejscami zlepieńcowatych, zawierających otoczaki skał lokalnych i obcych. Piaskowce te tworzą niewielkie kilkumetrowe wkłady w wiśniowych warstwach łożupkowych i piaszczystych. Piaskowce jasne są okruszczowane. Ich mączaste i kaolinowe spoiwo świadczy o rozkładzie chemicznym pierwotnego skałeniowego składnika skałotwórczego. Piaskowiec zlepieńcowaty zawiera otoczaki zlepieńców o ziarnach rozłożonych, skaolinizowanych. W wyniku tych reakcji powstały w skale związki miedzi, baru i ołowiu. Tworzą one drobne nagromadzenia, występujące masowo w piaskowcach. Napotykamy tu pseudomorfozy barytowe po kryształkach halkopiryty, malachit, tworzący naskorupienia na otoczkach piaskowca zlepieńcowatego, drobne żyłki galeny i barytu.

W opisanych odsłonięciach obserwować możemy tworzenie się związków kruszczowych typowych dla Gór Świętokrzyskich, a znanych najczęściej ze stref kontaktowych między triasem dolnym i dewonem. Okruszczowanie osadowe związane jest w tym przypadku z pewnym charakterystycznym układem geochemicznym i formacją geologiczną, która jest perspektywiczna. Do takich należy tu przede wszystkim cechsztyń morski, a następnie trias dolny i środ-

←←←

Ryc. 29. Kontakt dewonu z triasem, odsłonięty na Górze Kopaczowej w Jaworzni

- 1 — dewon, żyweł górny — wapień jasnoszary, gruboławicowy, użyłony nieregularnie kalcytem białym i brudnożółtym
- 2 — strefa kontaktowa dewonu i triasu: na falisto wywietrzałym stropie wapienia manganowe smoliste naloty, na nich warstewka glinki seledynowej kaolinowej, grubości 2–5 mm, strop glinki mikowany
- 3 — trias dolny, łożupki wiśniowe mikowane
- 4 — trias dolny — piaskowiec jasny kwarcowo-skałeniowy. Obecnie ziarna skałeniowe uległy rozkładowi chemicznemu i tworzą białą kredową masę kaolinową
- 5 — trias dolny — łożupki wiśniowe z wkładkami piaskowców blaszkowych, wiśniowych, miejscami jasno odbarwionych
- 6 — trias dolny — piaskowiec wiśniowy, drobnoziarnisty
- 7 — trias dolny — piaskowce blaszkowate, wiśniowe, przekładane łożupkami wiśniowymi
- 8 — trias dolny — piaskowiec wiśniowy, drobnoziarnisty
- 9 — trias dolny — łożupki wiśniowe
- 10 — trias dolny — piaskowiec cienkopłytkowy wiśniowy, drobnoziarnisty
- 11 — trias dolny — łożupki wiśniowe
- 12 — trias dolny — piaskowiec cienkopłytkowy wiśniowy
- 13 — trias dolny — łożupki wiśniowe z wkładkami piaskowców blaszkowatych wiśniowych
- 14 — trias dolny — piaskowiec jasny, cielisty, gruboławicowy, żwirzasty, otoczaki kwarcowe, kwarcytowe, wapienne oraz ogładzone porwaki łożowców zlepieńcowatych o ciemnym spoiwie i drobnych ziarnach skałeniowych, rozłożonych chemicznie i przechodzących w białą pylistą masę; skała jest okruszczowana, posiada częste powleczenia malachitowe na otoczkach, liczne pseudomorfozy barytowe po wpryskach chalkopiryty i drobne żyłki barytu; jest to przykład triasowego syngenetycznego osadowego okruszczowania skały

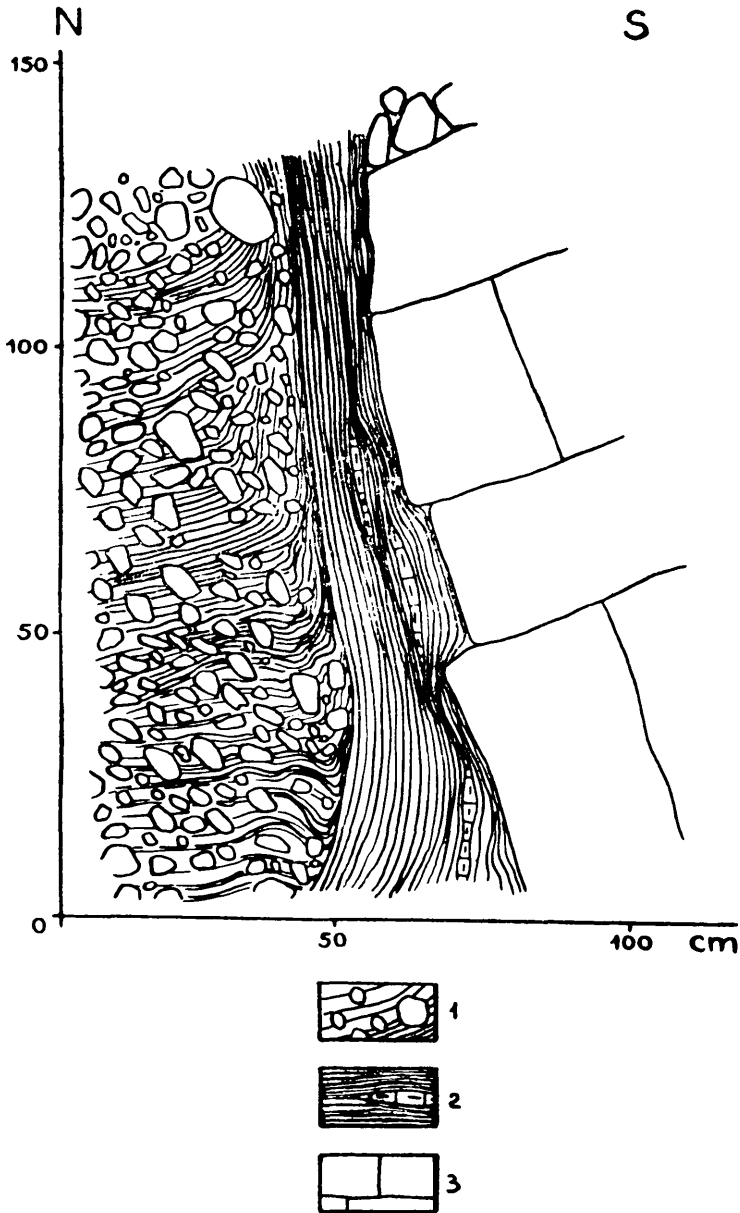


Ryc. 30. Pozycja stratygraficzna zlepieńców zygmuntownskich, występujących na Górze Kopaczowej w Jaworzni

- 1 — trias dolny — piaskowce wiśniowe, różowe, rzadziej żółte, miejscami wkładki piaskowców żwirzastych z otoczkami kwarcowymi nieświątokrzyskiego pochodzenia
- 2 — trias dolny — iły i iłotupki wiśniowe najczęściej piaszczyste i mikowane
- 3 — trias dolny — brekcja wapienna typu zlepieńca zygmuntownskiego, składająca się z odłamków miejscowych wapieni dewońskich, scementowanych wiśniowym spoiwem ilarzym, wtórnie wzbogaconym w węglan wapnia; w lepszczu występują domieszki piasku kwarcowego i blaszki rozrartej miki oraz rzadkie otoczki kambryjskich piaskowców z antykliny dymieńskiej
- 4 — perm — brekcja typu zlepieńca zygmuntownskiego, składająca się z odłamków miejscowych wapieni dewońskich, scementowanych wiśniowym lepszczem laterycznym wtórnie wzbogaconym węglanem wapnia; spoiwo nie posiada domieszki piaszczystej
- 5 — dewon, żywot górny — wapienie szare, zwięzle, gruboławicowe, amfiporowe.

Strefy w dewonie wypełnione brekcją:

- 6 — część górna, brekcja typu zlepieńca zygmuntownskiego
- 7 — część środkowa, wapien zbreczkowany i użylony wiśniowym ilarzym wtórnie wzbogaconym w węglan wapnia
- 8 — część dolna, wapien strzaskany
- 9 — strefa uskokowa (strefa spękań tektonicznych)
- 10 — kompleks triasowy, przykrywający utwory dewonu i permu



Ryc. 31. Kontakt brekcji triasowej z wapieniem dewońskim na Górze Kopaczowej w Jaworzni

- 1 — trias dolny — brekcja typu cechsztyńskiego zlepieńca zygmontowskiego o lepiszczu wiśniowym ilasto-piaszczystym, mikowym, wtórnie wzbogaconym węglanem wapnia
- 2 — trias dolny — łupki wiśniowe, piaszczyste z soczewkami marglu wiśniowego piaszczystego, będącego utworem wtórnym
- 3 — dewon środkowy, żywet górny — wapień szary, grubolawicowy ciosowo spękany

kowy. Spostrzeżenia te nie wyczerpują całości zagadnienia związanego z okruszczowaniem Gór Świętokrzyskich, niemniej stanowią istotny przyczynek do poznania poruszonych tu tematów.

2. REJON BIAŁOGONU

Na odcinku około 5 km między Kielcami a Białogonem rzeka Silnica płynie rozległą doliną, wymodelowaną w wapieniach środkowego dewonu, należącego do północnego skrzydła antykliny dyمیńskiej. Na południe od Karczówki dolinę wypełniają gliny zwałowe, związane ze zlodowaceniem środkowopolskim. Z nich pobierały tu niegdyś surowiec cegielnie, po których pozostała nazwa dzielnicy miasta.

Od południa w dolinę schodzą z Gór Połowskich plejstocenyjskie zsuwy zwietrzelinowe piaszczysto-głazonośne. Miąższość ich osiąga zwykle kilkanaście metrów. W niższych partiach dominują piaski rzecznych tarasów akumulacyjnych. Na południe od góry Bruszni tworzą one nawet wielohektarowy teren wydymowy. W dolinie rzecznej występują ily holocenyjskie, których grubość, według J. Czarnockiego, dosięga miejscami 40 m.

W dolinie rzeki Silnicy na wschód od Białogonu zarysowuje się nieznaczne wzniesienie, zbudowane bezpośrednio z wapieni amfiporowych żywetu. W dolinie Silnicy na uwagę zasługują wyrobiska górnicze z okresu przedrozbiorowego. Eksploatowano tu szybko ołowiankę. Na hałdach widnieją wyłącznie pstre ily z limonitowymi rudami skorupowymi. Rzadko trafia się na drobne odłamki silnie zwietrzałych wapieni użyłonych kalcytem. Limonity, napotykanne w iłach kruszczośnych, stanowiły przypuszczalnie odpad i były hałdowane. Tego typu wyrobiska górnicze oglądać można w kierunku wschodnim, po obu stronach ul. Krakowskiej, na łąkach i w polach ornych. Zrobiy te ciągną się aż po Cegielnię. Należy zwrócić uwagę na fakt, że roboty te prowadzono poniżej zwierciadła wody w aluwialnych rzecznych, bardzo silnie zawodnionych, tworzących tereny podmokłe i bagniste.

Z rozmiarów hałd i interpretowanych profilów wynika, że głębokość tych szybów wynosiła 15—20 m. Obtoczone okruchy błyszczu ołowiu wynosiła z tego obszaru woda bieżąca w okresie plejstocenyjskim, osadzając kruszczowe lalki w piaskach tarasu rzecznoego koło cmentarza białogonyjskiego. Złóża doliny rzeki Silnicy stanowiły typ złóż kruszczowych bogatych, gdzie galena mineralizowała w formie buł w iłach trzeciorzędu lądowego, wypełniających kras wapienny. Nie napotyka się tu ilastych sedymentów triasowych. Obok typowych dla lądowego trzeciorzędu pstrych iłów występuje *terra rosa* barwy ceglastej.

3. SZCZUKOWSKIE GÓRKI

W widłach rzeki Bobrzy i Sufragańca na północ od Wzgórz Janowskich wznoszą się rozczłonkowane wzniesienia. Góra, położona od zachodu nad rzeką Bobrzą, zwie się Jankowa i zbudowana jest z piaskowców różowych, gruboławicowych dolnego triasu. Warstwy piaskowca ciosowego zapadają na północ pod kątem nie przekraczającym 10°. Odsłonięta w małych łomach skała posiada miejscami drobne użyłenia barytowe. Położona na północ od Góry Jankowej podłużna grzęda, zwana w swej wschodniej i zalesionej części górą Machnowicą, zbudowana jest z wapieni środkowodewońskich. Wapienie zapadają w kierunku południowym pod kątem 20—26°. W obrębie góry Machnowicy występują stare wyrobiska górnicze, w których wydobywano galenę.

Z góry Machnowicy pochodzą największe samorodki kruszcowe, z których wykonano święte figury, znajdujące się w kościołach na Karczówce, w Kielcach i w Borkowicach.

Roboty górnicze nakładają się tu co najmniej z dwóch różnych wiekowo okresów. Starsze roboty są słabo czytelne i typowe dla chałupniczych metod gwarectwa świętokrzyskiego doby przedrozbiorowej. Na nich widoczne są roboty młodsze, które cechuje znaczny rozmach i lepsze zachowanie hałd przy szybach. Średnica tych hałd wieńcowatych osiąga 50 m. Były to zapewne inwestycje rządowe i pochodzić mogły z doby staszicowskiej. Roboty rejonu góry Machnowicy nie posiadają żadnej dokumentacji.

Analizując wyrobiska można ustalić, że kruszec tworzy tu ubogie złoża w żyłach i brekcjach tektonicznych kalcytowo-wapiennych, gdzie galena formuje wpyski krystaliczne i drobne płaskury. Forma ta wiąże się ze strefami strzaskañ podłużnych i poprzecznych do biegu grzbietu. Poza tym galena tworzy buły w iłach triasowych i *terra rosa* w krasie wapiennym również rozwinętych na uskokach. Miejscami czerwony i różowy piaskowiec żwirowy, występujący w formie wkładek w wiśniowych i pstrych iłach triasu, posiada spoiwo krystaliczne z galeny. Jest to lepszycze wtórne. Lokalnie na blyszczu ołowiu występują zielone naloty piromorfitu i malachitu.

W zachodnim przedłużeniu góry Machnowicy, spod serii pstrych iłów najniższego triasu wyłania się skrawek zlepieńca typu zygmuntownskiego. Piaskowce i iłolupki oraz iły pstre triasu, leżące na skrasowanym wapieniu, są miejscami zdyslokowane, co świadczy o odmładzaniu się potriasowych hercyńskich pęknięć w dewonie, co niewątpliwie sprzyjało procesom mineralizacji kruszcowej. Góra Machnowica stanowi monoklinalne, zapadające na południe skrzydło dewońskie, które jest otoczone triasem obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Devon leży na osi synkliny kieleckiej i został wydzwignięty wzdłuż longitudinalnego uskoku.

Dalsze wschodnie przedłużenie tej podrzędnej jednostki tektonicznej obserwowac można na północ od Góry Dalniej, gdzie, jak nadmieniono, spod zlepieńców cechsztyńskich wyłania się kompleks zbudowany z wapieni franu i pochylony ku południowi, a więc odwrotnie niż zalegają warstwy skalne w masywie Góry Dalniej.

4. REJON SRÓDMIESCIA

Sródmieście Kielc położone jest w osiowej części synkliny wypełnionej utworami górnego dewonu. Litologicznie są to łupki żółtawoszare, margliste, z wkładkami wapieni szarych, bulastych, a rzadziej formujących regularne wkładki. Warstwy te, facjalnie słabo zróżnicowane, należą do różnych poziomów famenu. W zachowanej ciągłości sedymentacyjnej występują tu w pełnym wykształceniu stratygraficznym warstwy od famenu najniższego (warstwy cheilocerasowe), aż po poziom VII, stanowiący pogranicze z dolnym karbonem. Są to łupki krzemionkowe będące radiolarytami, znane i opisane z alei Karczówkowskiej.

W zachodniej części miasta, na gruntach Czarnowa, znane są margle wapienne z łupkami, wapienie zrostkowe z *Posidonia venusta* i wapienie czerwone, tworzące podrzędne kilkumetrowe pakiety w kompleksie łupkowym marglistym. Występują tu formy *Trimeroccephalus typhlops* i *T. criptophthalmus*. Kontakt pomiędzy famenem a starszymi warstwami franu jest w tym rejonie trudny do ustalenia z powodu silnego pofałdowania serii górnodo-

wońskiej, a więc przede wszystkim franu (ryc. 32), oraz z powodu łupkowego, facjalnego wykształcenia franu, który litologicznie zbliżony jest do utworów dewonu najwyższego i rozgraniczony może być tylko na podstawie studium paleontologicznego. Dość kompletny profil franu odsłonięty jest w rezerwacie im. J. Czarnockiego.

Seria ta rozpoczyna się tu łupkami marglistymi i marglami kostkowymi szarymi z *Leiorynchus polonicus*. Wyżej spoczywają wapienie płytowe krynoidowe, miejscami detrytyczne, na których zalega charakterystyczny poziom wapieni zrostkowych. Fran górny, to wapienie cienkopłytkowe i łupkowe, ciemne, bitumiczne. Silna i widoczna bituminizacja warstw polega na obecności rozproszonych w skale cząstek węglowodorów, które tworzą wtórne koncentraty w próżniach i szczelinach, powstałych w wyniku ruchów i nacisków



Ryc. 32. Zafałdowanie wapieni górnego dewonu (fran) w Słuchowicach, objęte rezerwatem geologicznym im. J. Czarnockiego

tektonicznych. Poza tym bituminy wypełniają też skamieniałości nie zacementowane kalcytem krystalicznym. Wapienie tego typu eksploatowane są w Śluchowicach jako poszukiwany grys bitumiczny do nawierzchni smołowych, bowiem tego rodzaju wapień wykazuje zdolności łączenia się ze smołą i asfaltem.

Poza przejawami bituminizacji w wapieniach franu, uznawanego przez J. Czarnockiego²⁸ za fację łysogórską, występują masowo drobne nagromadzenia piryty pochodzenia organogenicznego. Piryty ten w większości przypadków jest rozłożony i zastąpiony przez pseudomorfozy limonitowe. Łupki famenu, występujące w śródmieściu na osi synkliny, wykazują północne pochylenie warstw. Plastycznie miękkie warstwy uległy tu silnym zafałdowaniom, a nawet nasunięciom i załuskaniom. W ten sposób powstało złudzenie, że seria skalna posiada wielosetmetrową miąższość. Pozorna miąższość spowodowana jest nałożeniem się wielokrotnym tych samych kompleksów.

Ogólny północny upad warstw wynika stąd, że oś pionowa synkliny kieleckiej jest pochylona w kierunku południowym, co powstało w wyniku nacisków tektonicznych i naporu antyklinalnych jednostek położonych na północy, do których należy fałd kielecki i fałd Szydłówka. Przejawy mineralizacji w łupkach famenu miasta Kielc ograniczają się do występowania w nich sferoidalnych kongrekcji pirytowych o układzie promienistym oraz drobnych uziębli kalcytowych. Białe, grubokrystaliczne kalcyty tworzy we wklądkach wapiennych drobne gniazdowe i żyłkowe skupienia lub przecina warstwy w płaszczyznach uskokowych, budując żyły nie przekraczające grubości kilkadziesiąt centymetrów.

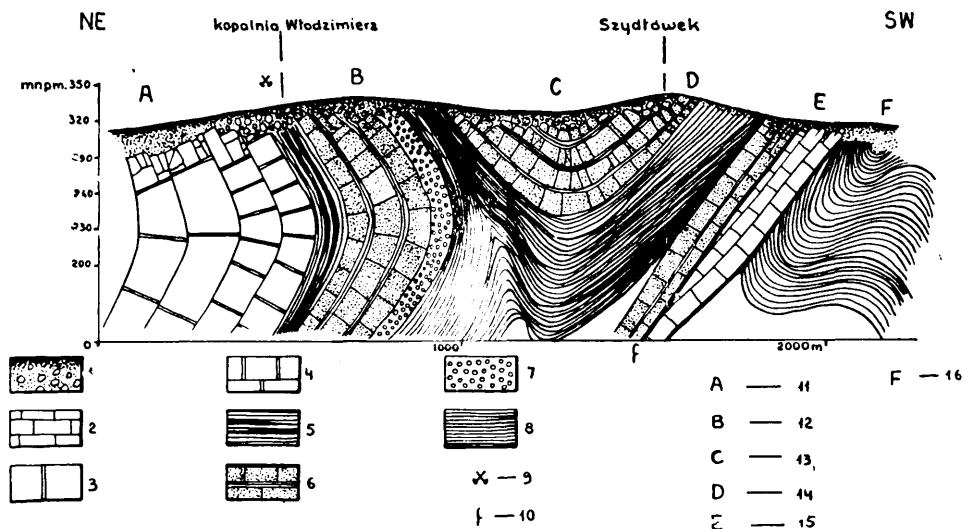
IV. FAŁD KIELECKI

Synklinę śródmieścia Kielc ogranicza od północy fałd kielecki.

Jest to jednostka tektoniczna mało znana w geologii regionu i nadmierzana była jedynie w pracach J. Czarnockiego. Skąpe wiadomości na temat fałdu kieleckiego pochodzą stąd, że jego część antyklinalna jest silnie sprasowana w jądrowych partiach. Część ta przypada już na teren miasta. Nasunięcie na nią fałdu Szydłówka, leżącego bardziej na północy, komplikuje budowę tego rejonu. W tym układzie z fałdu kieleckiego zachowały się tylko drobne fragmenty tektonicznie sprasowane i zredukowane. Fałd kielecki na równi z fałdem Szydłówka i fałdem Dąbrowy tworzy podrzędną wiązkę, jaka uformowała się w synklinie kielecko-łagowskiej powodując, że południowa część synkliny z rejonu śródmieścia oddzielona została od części północnej, zwanej dziś synkliną miedzanogórską. Wiazka tych podrzędnych zafałdowań posiada przypuszczalnie wiek hercyński, a biorący udział w ich budowie paleozoik starszy, a więc łupki i szarogłazy syluru, został wciągnięty w zafałdowania serii dewońskiej jedynie na skutek swej plastyczności. Fałd kielecki zdradza swą obecność w północnej części miasta u podnóża grzbietu szydlówkowskiego.

W tym rejonie na stwierdzonych wierceniach dolomitach środkowodewońskich leży sylur, przykryty wapieniami bitumicznymi franu, na których ponownie pojawia się sylur, należący już do fałdu Szydłówka. Wszystkie war-

²⁸ J. Czarnocki *Przewodnik XX Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*.



Ryc. 33. Przekrój przez fałd Szydłówek

- 1 — plejstocen — gliny z głazami, rumosze zwietrzelinowe i piaski
- 2 — dewon górny, fran — wapień cienkopłytowe, bitumiczne
- 3 — dewon środkowy, żywet — dolomity amfiporowe
- 4 — dewon środkowy, eifel — dolomity margliste
- 5 — dewon środkowy, kuwin — ily rudonośne z gniazdami syderytu i pirytu (poziom rudny dąbrowski)
- 6 — dewon dolny, ems — piaskowce kwarcowe i ilowce
- 7 — żedyn — zlepienie z otoczkami kambru (zlepieniec miedzanogórski) i szarogłazy wiśniowe
- 8 — sylur, ludow — łupki ilaste graptolitowe oraz łupki szarogłazowe i szarogłazy
- 9 — dawna eksploatacja rud żelaza poziomu dąbrowskiego (kuwin)
- 10 — strefa nasunięcia tektonicznego
- 11 — wschodnie przedłużenie synkliny miedzanogórskiej i jej obalone skrzydło południowe
- 12 — fałd dąbrowski obalony w kierunku północnym
- 13 — synklina Woli Kopcowej o pokroju symetrycznym
- 14 — fałd Szydłówek nasunięty na południe
- 15 — silnie wyciśnięta synklina niewachłowska o osi pochylonej w kierunku południowym
- 16 — fałd kielecki wyciśnięty tektonicznie nasunięciem fałdu Szydłówka

stwy zapadają tu zgodnie w kierunku północnym. Zgodność ta jest wymuszona tektonicznie i nie ma nic wspólnego z właściwą orientacją stratygraficzną. Powtórzony dwukrotnie sylur buduje w obu przypadkach jądra fałdów obalonych na południe i silnie wyprasowanych z całkowitą redukcją i wyciśnięciem szeregu serii pośrednich. Znacznie lepiej można prześledzić zarys fałdu kieleckiego na wschód od miasta, gdzie nie dostrzegamy już nasunięć tektonicznych. Na odcinku Domaszowic Rządowych fałd uzyskuje profil symetryczny. Jest on zarysowany słabo, gdyż oś jego pogrąża się wyraźnie i forma wypiętrzenia polega na tym, że wapień franu budującego jądro, odsłonięte przy szosie opatowskiej, oddzielają synklinę, wypełnioną łupkami famenu

i kulmu w północnej części wsi, od synkliny południowej, obejmującej rejon Zagórza i Wikaryjskiego Cedro Mazur. W dalszym przedłużeniu na wschód od rzeki Lubrzanki oś fałdu kieleckiego gwałtownie się wydźwiga, fałd potężnieje i buduje tu masyw góry Zdobiec. W jądrze fałdu występuje kambr dolny.

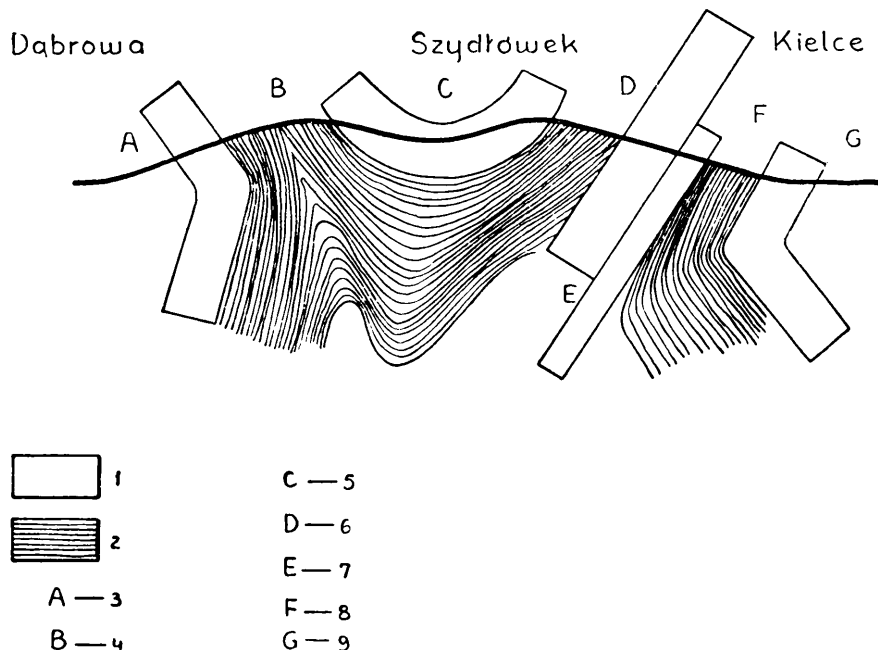
Fakt ten nasuwa przypuszczenie, że kambr odsłonięty na górze Zdobiec tworzył w okresie przeddewońskim zafałdowanie na osi dzisiejszej synkliny kieleckiej. Przy fałdowaniach waryscyjskich zafałdowanie to, jako próg oporowy, spowodowało, że przesuujące się masy paleozoiku młodszego uległy pośrodku synkliny spiętrzeniu, a następnie wzajemnemu na siebie nasunięciu i sprasowaniu.



Ryc. 34. Ślad po szybie „Starym” na kopalni „Włodzimierz” w SzydłóWKu

NE

SW



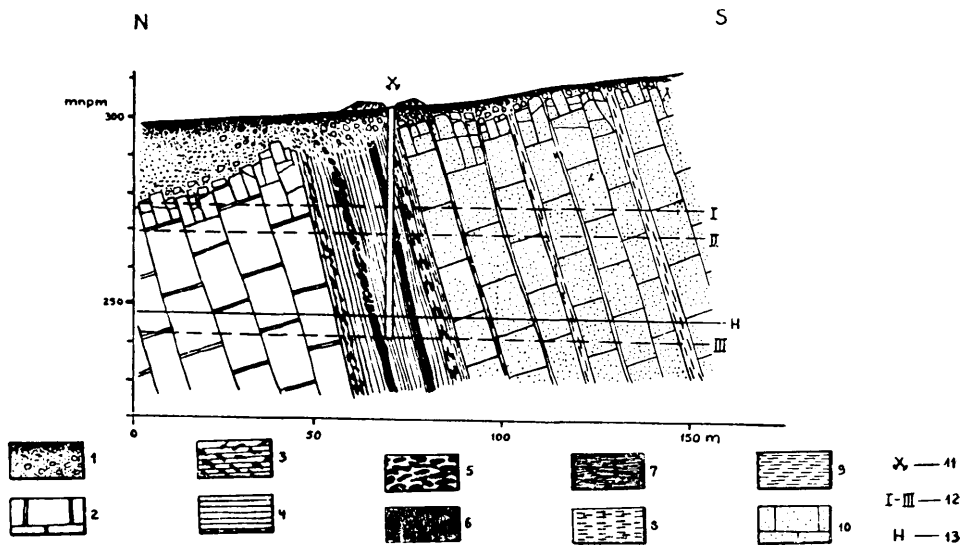
Ryc. 35. Interpretacja tektoniczna fałdu Szydłówka

- 1 — sztywne kompleksy skalne, rozpatrywane jako bloki (głównie dewon)
- 2 — plastyczne serie łupkowe (głównie sylur górny)
- 3 — obalone skrzydło północne fałdu dąbrowskiego (jest ono — zarazem południowym skrzydłem wschodniego przedłużenia synkliny miedzanogórskiej)
- 4 — fałd dąbrowski obalony w kierunku północnym
- 5 — synklina Woli Kopcowej, forma o profilu symetrycznym
- 6 — fałd Szydłówka obalony w kierunku południowym i nasunięty na fałd kielecki
- 7 — silnie sprasowana synklina niewachłowska o osi pionowej, pochylonej w kierunku południowym
- 8 — fałd kielecki obalony na południe i wyprasowany nasunięciem fałdu Szydłówka
- 9 — północne skrzydło synkliny kieleckiej obalone na południe

V. ANTYKLINA SZYDŁÓWKA

Na północ od śródmieścia wznosi się wydatne wzniesienie, określane jako garb szydłowski, od nazwy Szydłówka, miejscowej wioski. Wzniesienie ma zarys widlasty (ryc. 35). Elewacja południowa tworzy grzbiet biegnący z północnego zachodu na południowy wschód, od dzielnicy Piaski do wsi Cedzyna. Grzbiet zbudowany jest z piaskowców dolnodewońskich, tworzących dwa kompleksy, pomiędzy którymi występują łupki i szarogłazy syluru. Warstwy zapadają tu w kierunku północnym z odchyleniem ku wschodowi.

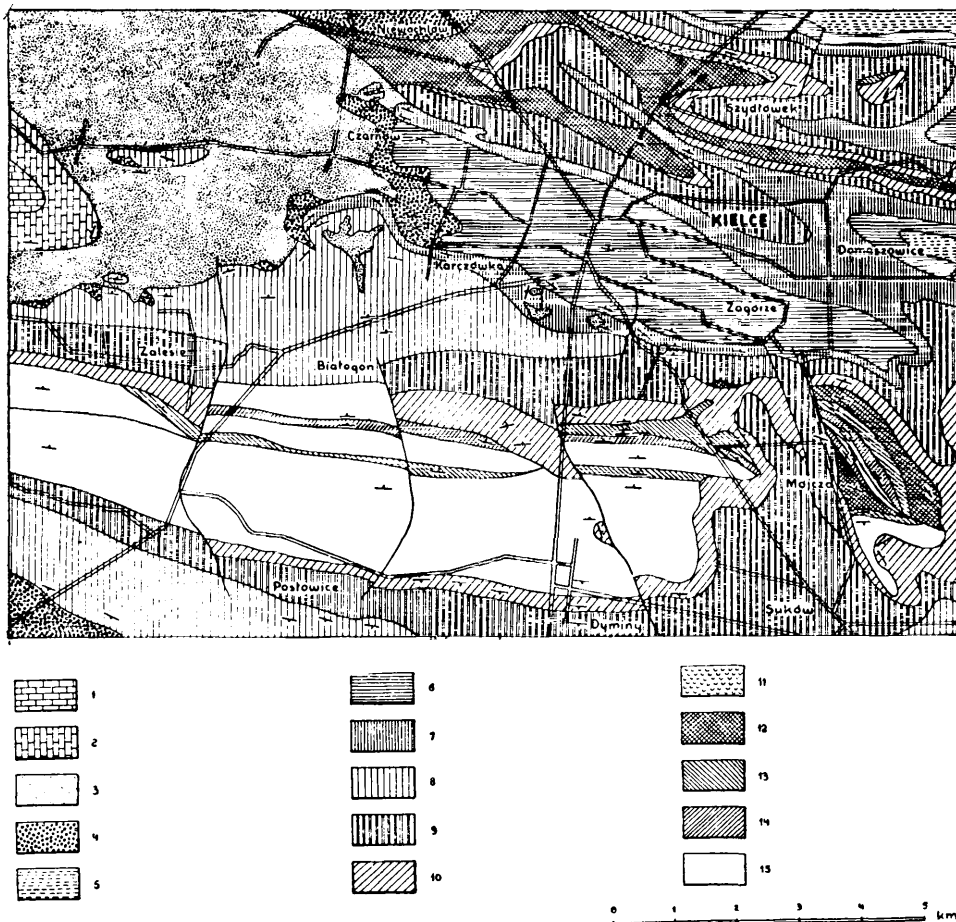
W części zachodniej od grzbietu oddziela się drugie wzgórze, biegnące ku wschodowi po Wolę Kopcową. W pobliżu Woli Kopcowej wyodrębnia się wzniesienie zwane Świnia Góra. Warstwy skalne zapadają w kierunku po-



Ryc. 36. Przekrój poprzeczny przez złożo rudne kopalni „Włodzimierz”

- 1 — plejstocen — piaski i gliny zwietrzelinowe z rumoszem skalnym
- 2 — dewon środkowy, eifel — dolomity margliste szare
- 3 — dewon środkowy, kuwin — il ochrowy z limonitem skorupowym
- 4 — dewon środkowy, kuwin — il ochrowy
- 5 — limonit, tworzący nieregularnej grubości wkładkę w łupkach ochrowych; jest to produkt utlenienia syderytu w czapie złoża, limonit stanowi warstwę produktywną i był eksploatowany w szybach „Starych” w szybie „Fusko” oraz w I i II poziomie szybu „Nowego” i szybu „Agricola”
- 6 — syderyt, tworzący wkładkę w łupkach lub występujący w postaci sferosyderytów, warstwa produktywna występująca poniżej strefy wietrzeń i eksploatowana w III poziomie w szybie „Agricola”; jest to przypuszczalnie ruda osadowa syngenetyczna, powstała w kuwinie; syderyt zawiera faunę *Spirifer dombroviensis* i *Tentaculites*
- 7 — dewon środkowy, kuwin — il czarny z gniazdami pirytu, warstwa przechodzi miejscami w łupkę ilasty ciemny
- 8 — dewon dolny, ems — il jasny, białawy, wiśniowoplamisty
- 9 — dewon dolny, ems — il jasny, białawy z odcieniem seledynowym, zawiera blaszkowy piaskowiec kwarcowy
- 10 — dewon dolny, ems — piaskowce jasne, zlewne, kwarcowe z wkładkami ilów jasnych seledynowych
- 11 — zroby górnicze kopalni „Włodzimierz”
- 12 — poziomy eksploatacyjne kopalni „Włodzimierz”
- 13 — głębokość zasięgu strefy utleniania

łudniowym. W obrębie wzgórz główne elewacje budują piaskowce dolnego dewonu. Pomiedzy grzbieciem południowym i wzniesieniem północnym leży podłużna dolina opadająca w kierunku wschodnim. Grzbieć południowy użył w literaturze nazwę „siodło Szydłówka”. Jest to fałd podrzędny uformowany na osi synkliny kielecko-łagowskiej. Fałd jest obalony na południe i nasunięty na odrębną jednostkę zwaną fałdem kieleckim. W skrzydłach antykliny Szydłówka ocalały jedynie najbardziej zwarte i odporne na zniszczenie serie skalne, jakimi są zachowane tu dwa kompleksy piaskowców dolnodeńskich.



Ryc. 37. Mapa geologiczna okolic Kielc

- 1 — trias środkowy, wapień muszlowy, wapień i margle
- 2 — trias dolny, ret — iłowce oraz margle i wapień
- 3 — trias dolny, pstry piaskowiec — łupki ilaste, iłowce i piaskowce wiśniowe, miejscami oczkowe lub zwirzaste
- 4 — perm — konglomeraty i brekcje typu zlepienia zygmunowskiego
- 5 — karbon dolny, kulm — łupki krzemionkowe
- 6 — dewon górny, famen — łupki margliste z wkładkami wapieni i łupki krzemionkowe
- 7 — dewon górny, fran — wapień płytowe bitumiczne zrostkowe, rogowcowe i czerwone, lokalnie wapień rafowe skaliste (kadzielniańskie)
- 8 — dewon środkowy, żywet górny — wapień amfiporowe gruboławicowe
- 9 — dewon środkowy, część dolna, kuwin, eifel i żywet dolny — dolomity margliste podesłane miejscami ilarudonośnymi, wyżej dolomity amfiporowe
- 10 — dewon dolny, ems — piaskowce i iłowce
- 11 — żedyn — zlepienie z otoczkami kambru (typ zlepienia miedzanogórskiego) oraz szarogłazy wiśniowe
- 12 — sylur, ludlow górny — łupki szarogłazowe i szarogłazy
- 13 — sylur, wenlok i ludlow dolny — łupki krzemionkowe i ilaste graptolitowe
- 14 — ordowik dolny — piaskowce glaukonitowe, piaskowce żółte i wapień szary
- 15 — kambr dolny — mułowce, piaskowce gruzłowe oraz piaskowce hieroglifowe z wkładkami iłolupków

Kompleks odsłonięty w dolnej części zbocza ma odwrócone warstwy, co obserwować można w położeniu hieroglifów i struktur sedimentacyjnych. Kompleks górny odsłonięty jest wzdłuż szczytu i we wsi Szydłówek ma położenie odwrócone i buduje skrzydło północne fałdu. Dolina, oddzielająca masyw Świniej Góry od Szydłówka jest formą synkliną.

Na południowym i północnym stoku tej doliny występują stare zroby górnicze. Są to ślady po eksploatacji rud żelaznych limonitowych z tzw. poziomu rudnego dąbrowskiego, związanego z łłami i łupkami ilastymi kuwinu, leżącymi na kontakcie piaskowców dolnodewońskich z dolomitami dewonu środkowego. Pod wierzchołkiem Świniej Góry w starych łomach odsłania się piaskowiec kwarcowy, jasny, zlewny, strzaskany, przekładany łożupkami jasnymi seledynowymi. Jest to dewon dolny. Warstwy zapadają w kierunku południowo-wschodnim.

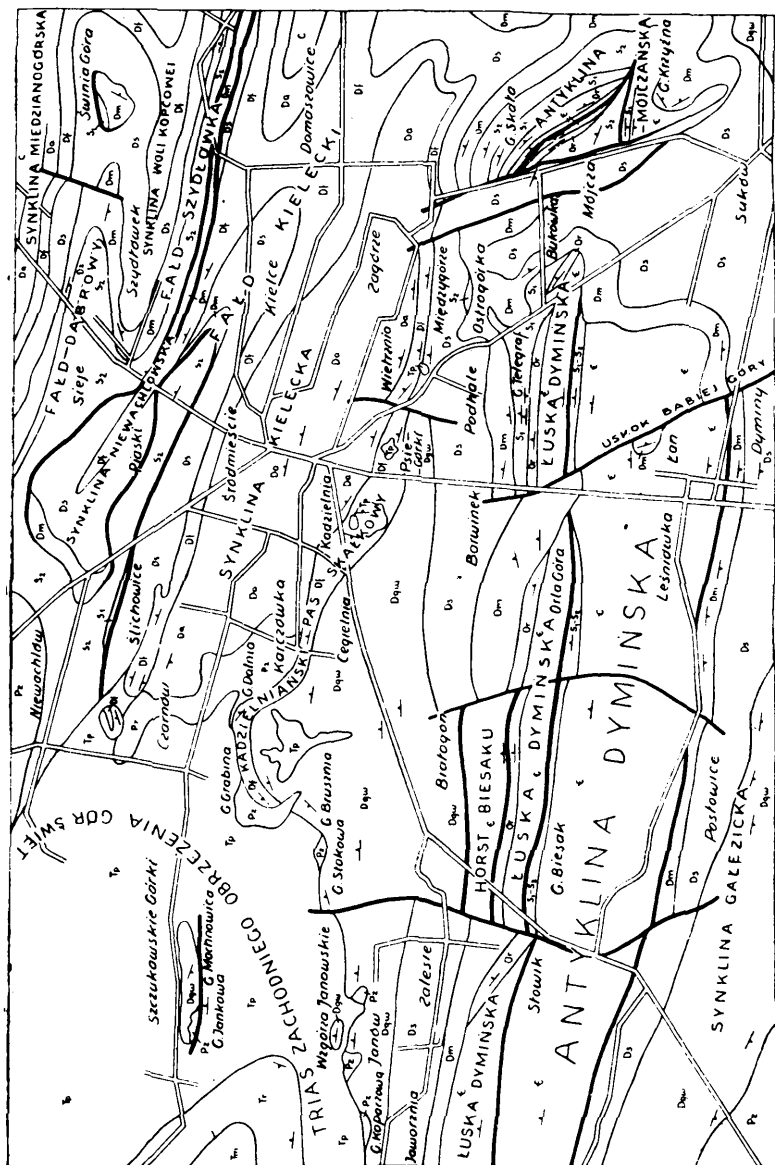
Na zboczu północnym pod nakładem rzędu 5 m występują łupki oliwkowe z *Monograptus*, *Colonograptus* i *Pristiograptus*. Jest to ludlow dolny. Warstwy, silnie wymięte tektonicznie, zapadają na południe. Na zachód od Świniej Góry, oddzielona od niej poprzecznym uskokiem ciągnie się grzęda piaskowca z południowym upadem warstw. Wychodnie dewonu dolnego rozdzielają się tu następnie i wyraźnie zaakcentowane południowe odgałęzienie biegnie ku zabudowaniom wsi Szydłówek, zachowując swój upad warstw na południe, podczas gdy odgałęzienie północne, zmierzające ku szosie, chowa się pod gliny kamieniste plejstoceny o znacznych miąższościach. Są to lokalne zwietrzliny. W północnej części wsi Szydłówek występują w studniach szarogłazy zielonawe przekładane łupkami. W pewnych ławicach występuje tu *Beyrichia* sp. oraz bardzo rzadkie i źle zachowane okazy *Crinoides*. Szarogłazy i łupki budują jądro garbu północnego, zwanego fałdem Dąbrowy. Fałd ten jest obalony w kierunku północnym (ryc. 33).

W obalonym południowym skrzydle tego elementu tektonicznego eksploatowano w dobie przedrozbiorowej rudy żelazne limonitowe, zagłębiając szybiki na kontakcie dewonu dolnego i środkowego. Na bazie starych robót egzystowała tu kopalnia „Włodzimierz” (ryc. 34), czynna do połowy XIX w.

Szczegółowe opisy miejscowej serii rudnej, zwanej poziomem dąbrowskim, podaje J. B. Pusch²⁹. Autor ten oglądał wyrobiska czynnej jeszcze kopalni i dzięki temu jesteśmy w posiadaniu materiałów, które wraz z danymi dostarczonymi przez wykonane tu otwory wiertnicze pozwalają dokładnie podać budowę samego złoża. Złoże rudne występuje w łłach. Na piaskowcach dolnodewońskich leżą ły białawe, a wyżej pstre białoczerwone, na nich spoczywa wkładka ochrowa, a następnie ły czarne. Na łłach czarnych zalega znaczny kompleks łożów ochrowych, kryjących w sobie rudy. Ły ochrowe przykrywa dolomit środkowodewoński. Z uwagi na okoliczność, że szyb „Agricola” kopalni „Włodzimierz” osiągnął znaczną głębokość 71 m, schodząc poniżej zwierciadła wody gruntowej, czyli poniżej strefy wietrzeń, udostępniono w nim złoże syderytowe.

W wyższych poziomach i w szybach płytszych, jak szyb „Nowy”, szyb „Stary” i szyb „Fusko”, w łłach napotymano wyłącznie rudy limonitowe, a więc limonity pokładowe i częstsze od nich rudy skorupowe, co świadczyło, że eksploatacja odbywa się w czapie utlenienia. Z syderytu wydobytego z szy-

²⁹ J. B. Pusch *Geognostische Beschreibung von Polen so wie der übrigen Nordkarpätenländer*, Berlin 1833.



Ryc. 38. Szkic tektoniczny okolic Kielc z wyszczególnionymi nazwami jednostek geologicznych i punktów opisywanych w poszczególnych rozdziałach

Tm — trias, wapień muszlowy. Tr — trias, ret. Tp — perm. C — karbon dolny, kum. De — dewon górny, famen. Df — dewon górny, fran. DGW — dewon środkowy, wapienie. Ds — dewon środkowy, dolomity. Dm — dewon dolny, ems. Dz — dewon dolny, żedyn. S₁ — sylur górny, ludlow górny. S₂ — sylur dolny, wenlok i ludlow dolny. Or — ordowik dolny. E — kambry dolny.

bu „Agricola” znana jest przewodnia dla dewonu środkowego fauna *Spirifer dombroviensis*.

Złoże eksploatowane w kopalni „Włodzimierz” nosi charakter złoża osadowego syngenetycznego, z bogato rozwiniętą czapą rud utlenionych. Obok rudy pierwotnej, syderytowej, w pracach badawczych stwierdzono występowanie także pirytu rozproszonego w ilach czarnych, przechodzących miejscami w iłołupki (ryc. 36). W strefie utlenienia piryt rozproszony, ulegając wietrzeniu, dawać mógł w efekcie wtórne limonitowe koncentraty w postaci złoża rudnego. Iły rudonośne poziomu dąbrowskiego, zaliczone przez J. Czarnockiego³⁰ do kuwinu, zdaniem tego autora, tworzą w dewonie kieleckim niestały poziom, w którym napotyka się bardzo nieregularnie występujące złoża znane już górnictwu starożytnemu.

VI. PODSUMOWANIE

Praca dotycząca nowych danych o geologii okolic Kielc obejmuje podsumowanie dotychczas opublikowanych materiałów i poglądów na strukturę tego odcinka Gór Świętokrzyskich oraz zamieszcza obserwacje własne autorów i ich interpretacje w świetle nowych tez.

Ujednolicony pogląd na budowę Gór Świętokrzyskich, oparty na nowym konwencjonalnym podziale stratygraficznym opublikował w roku 1919 J. Czarnocki³¹, kładąc tym samym kamień węgielny pod późniejsze opracowania własne i innych geologów. W tym układzie powstała ogólna charakterystyka występujących tu jednostek tektonicznych i budujących je warstw skalnych. Do literatury wprowadzono pojęcie pasma centralnego, czyli asymetrycznego fałdu łysogórskiego, wydzielono depresję centralną, czyli synklinorium kielecko-opatowskie, składające się w rejonie Kielc z południowej synkliny kieleckiej i północnej miedzianogórskiej. Synkliny te o osiach pionowych pochylonych ku południowi rozdzielał zespół podrzędnych zafałdowań, a więc szczegółowo zachowany fałd kielecki, fałd Szydłówka i fałd Dąbrowy. Fałdy te w rejonie miasta Kielc są silnie sprasowane i zredukowane tektonicznie.

Dewońska synklina kielecka kontaktuje od południa z antykliną dymińska, zbudowaną ze skał staropaleozoicznych. Antyklina składa się z asymetrycznego fałdu południowego i łuski nasuniętej od północy. W utworach dewonu i karbonu dolnego, wypełniających synklinę kielecką, wyróżnia się szereg formacji udokumentowanych paleontologicznie. Obszar jest zmineralizowany.

Prowadzono tu niegdyś eksploatację rud żelaznych i kruszcu ołowiu. Obecnie eksploatuje się surowce skalne, a więc wapienie, piaskowce i piaski. Teren Kielc posiada od roku 1938 zdjęcie geologiczne, którym jest mapa, wykonana w skali 1 : 100 000 przez J. Czarnockiego.

Wyniki uzyskanych tu nowych obserwacji geologicznych domagają się korekty starych poglądów i wprowadzenia aktualnych szczegółów, które pomogą wyjaśnić niektóre zagadnienia. Dlatego też podaliśmy szczegółowo wyniki badań nad serią starszego paleozoiku, prowadzonych tu po II wojnie

³⁰ J. Czarnocki *Złoże rud żelaza w Dąbrowie pod Kielcami — w związku z zagadnieniem rud dewońskich na obszarze Gór Świętokrzyskich*, „Prace PIG”, Warszawa 1951, t. VII, s. 95—114.

³¹ J. Czarnocki *Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich*.

światowej przez H. Tomczyka, wysuwają tezę cykli sedymentacyjnych od dolnego kambru po mezozoik włącznie i ruchów górotwórczych. Wykazaliśmy dalej, że budowa starych antyklin jest tu bardziej skomplikowana niż podawano dotychczas. Wprowadziliśmy nowe wydzielone przez siebie jednostki tektoniczne jak horst Biesaka, uskok Babiej Góry i spoczywający na kambrze dewon w rejonie Barwinka. Podkreśliliśmy fakt, że szereg formacji nie posiada jeszcze dostatecznego opracowania paleontologicznego. Podaliśmy wreszcie pogląd na temat tradycji staropolskiego górnictwa związanego z tym rejonem. Pogląd ten sugeruje, że obszary kruszconośne Kielc stanowią ciekawostkę mineralogiczną i nie mogą być traktowane jako perspektywiczne.

Tezy i poglądy geologiczne wymagają stałej aktualizacji i uzupełniania w miarę uzyskiwania nowych materiałów i faktów.

Eugenia Fijałkowska

Jerzy Fijałkowski

BIBLIOGRAFIA

1. W. Bednarczyk *Stratygrafia i fauna tremadoku i arenigu (Oelandianu regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich)*, „Biuletyn Geologiczny Uniwersytetu Warszawskiego”, Warszawa 1964, t. 4, s. 1—216.
2. J. Czarnocki *Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich*, „Prace Towarzystwa Naukowego Warszawskiego”, Warszawa 1919, nr 29.
3. J. Czarnocki, Cz. Kuźniar *Budowa płaszczowinowa Gór Świętokrzyskich*, „Sprawozdania PIG”, Warszawa 1922, t. I, z. 4—6.
4. J. Czarnocki *Ogólny zarys tektoniki Gór Świętokrzyskich*, „Posiedzenia Naukowe PIG”, Warszawa 1927, z. 17, s. 14—18.
5. J. Czarnocki *Złoże ołowiu w okolicach Karczówki pod Kielcami*, „Posiedzenia Naukowe PIG”, Warszawa 1931, nr 30, s. 101—103.
6. J. Czarnocki *Wykaz złóż kruszcowych i dawnych kopalń ołowiu w środkowej części Gór Świętokrzyskich*, „Posiedzenia Naukowe PIG”, Warszawa 1932, nr 52, s. 21—23.
7. J. Czarnocki *Przegląd stratygrafii i paleogeografii dewonu dolnego Gór Świętokrzyskich*, „Sprawozdania PIG”, Warszawa 1936, t. 8, z. 4, s. 129—162.
8. J. Czarnocki *O złożach ołowianki w Kielcach i w Mójczy*, „Posiedzenia Naukowe PIG”, Warszawa 1937, nr 48, s. 32—33.
9. J. Czarnocki *Ogólna mapa geologiczna Polski*, arkusz Kielce, skala 1 : 100 000, PIG, Warszawa 1937.
10. J. Czarnocki *W sprawie ochrony krajobrazu i obiektów naukowych w granicach miasta Kielc*, „Wiadomości Muzeum Ziemi”, Warszawa 1948, t. IV.
11. J. Czarnocki *Przewodnik XX Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, osobne odbicie z „Rocznika PTG”, Kraków 1948, t. XVII.
12. J. Czarnocki *Złoże rud żelaza w Dąbrowie pod Kielcami — w związku z zagadnieniem rud dewońskich na obszarze Gór Świętokrzyskich*, „Prace PIG”, Warszawa 1951, t. VII, s. 95—114.
13. S. Doboszyński *Rudy miedzi i ołowiu w Kieleckiem*, „Przegląd Techniczny”, Warszawa 1889, nr 27, s. 357.
14. G. Gürich *Nachträge zum Paleozoikum im polnischen Mittelgebirge*, „N. Jb. Min. Geol. Paläont.”, Bd. I—VIII, Stuttgart 1900.
15. W. Kondaki *O kopalniach rud ołowiu i miedzi okolic Kielc i Chęcín*, „Przegląd Techniczny”, Warszawa 1884, nr 34, s. 43.
16. Z. Kotański *Przewodnik geologiczny po Górach Świętokrzyskich*, Warszawa 1959.
17. M. Książkiewicz, J. Samsonowicz *Zarys geologii Polski*, Warszawa 1952.
18. J. Pazdur *Zakłady metalowe w Białogonie 1614—1914*, Wrocław 1957.
19. J. B. Pusch *Geognostische Beschreibung von Polen so wie der übrigen Nord-karpatenländer*, Berlin 1833.
20. J. Samsonowicz *Objaśnienie arkusza Opatów*, Warszawa 1934.

21. D. Sobolew *Sriednij dewon Kielecko-Sandomirskiego kriaża*, „Izw. Warsz. Pol. Inst.”, Warszawa 1909.
22. H. Tomczyk *Wenlok i ludlow w synklinie kieleckiej Gór Świętokrzyskich*, Warszawa 1956.
23. H. Tomczyk *The Ordovician and Silurian sedimentation cycles in Poland and phenomena of Caledonian orogeny*, „Bull. Acad. Pol. Scien. Ser. Scien. Geol. et Geogr.”, vol. 12, nr 2, Warszawa 1964.
24. H. Tomczyk *Nowe dane o stratygrafii i tektonice starszego paleozoiku w Polsce*, „Przegląd Geologiczny”, Warszawa 1964, nr 6.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИИ КЕЛЬЦЕ

Стотысячный город Кельце, расположенный в средней части Свентокшиских гор несомненно станет объектом оживлённого туризма. Главным фактором является интересное и сложное геологическое строение этой местности. У Кельц — старые горняцкие традиции. Авторы в форме небольшого исследования излагают современное состояние знаний о геологии города Кельце и его окрестностей. Описаны отдельные скальные образования, тектонические элементы и связанные с ними проявления минерализации. Описаны залежи свинцовых руд, а также история их эксплуатации и любопытные факты, характерные для старой горной промышленности Свентокшиских гор. Упомянется о добываемом здесь камне, который в настоящее время занимает большое место в хозяйстве и промышленности Кельце. Сообщая новые данные о геологии Кельце, авторы сделали упор на проблеме детального горизонтального разделения местной старопалеозойской серии и на горообразование тех времён, которое сыграло главную роль в формировании очень сложной тектоники додевонских слоёв. Эти проблемы до сих пор не освещались в монографиях, и отсутствие исчерпывающих публикаций затрудняет в значительной степени надлежащее толкование строения Свентокшиского района. Работа содержит рисунки и фотографии характерных карьеров на территории города и ближайших окрестностей. Некоторые из них давно известны в мировой литературе. Примером послужит знаменитая каменоломня Кадзельня, о которой говорится почти в двухстах работах. Синтетический характер имеет прилагаемая географическая карта Кельце вместе со вспомогательным эскизом тектоники, который помогает читателю быстро отыскать пункты, описываемые в тексте.

NEW GEOLOGICAL DATA OF KIELCE

The town of Kielce has hundred thousand inhabitants and thanks to its situation in the middle part of the Świętokrzyskie [Holy-Cross] Mountains seems to be determined to play an important role as a favourite touring centre. The interesting and complex geological structure of Kielce is of utmost importance. Old mining traditions are still alive in this town. In the paper in question the authors give up to date information pertaining to the geological conditions of Kielce and its environs.

Particular rock deposits, tectonic units and mineralization phenomena involved in the latter are given due consideration. Besides, deposits of ores and lead as well as a historical outline of their exploitation and, moreover, some points of interest as regards old mining methods in the region of the Świętokrzyskie Mountains are also discussed. The authors also mention raw materials which are being mined in the region of Kielce and which at present are decisive of the economic and industrial importance of Kielce. While dealing with the new geological data the authors lay stress on the detailed level layout of the local old-Palaeozoic series, as well as on some tectonic movements. At that remote period the latter formed the earth's crust and decided of the very complex tectonics of the pre-Devonic strata. These problems, however, have not been elaborated as separate monographs till nowadays. Hitherto we lack detailed publications which to a great extent makes difficult to acquire adequate knowledge of the structure of the Świętokrzyski region.

The paper also contains drawings and photos of characteristic open pits in the town area and in its proximity. Some of them have already ranked in world literature. Here, the famous Kadzielnia quarry discussed in circ. two hundred papers, is worth mentioning. A geological map of Kielce which has been enclosed in the paper is of a synthetic character. An auxiliary outline of tectonics which will enable the reader to localise the places discussed in the paper, is also added.