

HENRYK JURKIEWICZ, ZBIGNIEW KOWALCZEWSKI
Instytut Geologiczny

**PROBLEMY STRUKTURALNE I SUROWCOWE ZACHODNIEJ CZĘŚCI
ANTYKLINORIUM ŚWIĘTOKRZYSKIEGO**

UKD 553.31:553.4:553.98:551.243.32:551.75(438.13)

Obszar zawarty pomiędzy doliną środkowej Pilicy na W a krańcami odsłoniętego paleozoiku na E, ze względu na ciekawą problematykę geologiczną i perspektywy surowcowe, budził od dawna zainteresowanie wielu geologów (J. Lewiński, E. Passendorfer, J. Czarnocki, St. Pawłowski, H. Świdziński i in.).

Prowadzone dotychczas badania dotyczyły głównie powierzchniowych elementów geologicznych. Nieliczne wykonane wiercenia w rejonie Tumlina, Ćmińska, Radoszyc i Rygla Kodrąbia (ryc. 1) przyczyniły się tylko nieznacznie do rozwiązania zagadnień strukturalnych podłoża paleozoicznego. Problemy struktural-

ne wymagają więc dalszych konsekwentnych prac opartych o głębokie wiercenia i badania geofizyczne. Celowość prowadzenia badań w zachodniej części regionu świętokrzyskiego dyktowana jest nie tylko ogólną problematyką geologiczną, lecz głównie aspektami surowcowymi. Dotychczasowe prace geologiczne i geofizyczne wykonane na omawianym obszarze pozwalają już w pewnym stopniu na ogólną analizę zagadnień strukturalnych, z czym wiążą się ściśle perspektywy surowcowe. Dlatego też w pierwszej kolejności zajmujemy się omówieniem zagadnień strukturalnych i litofacjalną charakterystyką wydzielonych cykli sedymentacyjnych na interesującym nas obszarze Gór Świętokrzyskich.

Analiza tektoniczna zachodniej części odsłoniętego paleozoiku i jego stosunku do permomezozoiicznej pokrywy pozwala wnioskować o budowie zachodniego przedłużenia kaledońskiego i podłoża hercyńskiego. Kaledonik regionu kieleckiego (kielecydy J. Znosko) tworzył się prawdopodobnie w trzech etapach, w trakcie tyłuzy cykli sedymentacyjnych, tj. prekambryjskiego, kambryjskiego i ordowicko-sylurskiego. Miogeosynklinalny basen kielcydów cechował się wg J. Znoski wielką labilnością dna i gwałtownymi zmianami strukturalnymi. Duża różnorodność facjalna w obrębie sedimentów, spłylenia i lokalne wynurzenia, a nawet hiatusy stratygraficzne rejestrowane są nie tylko po kolejnych głównych fazach odkształceń kaledońskich, lecz i w obrębie osadów wszystkich okresów starszego paleozoiku. Utwory domniemanego cyklu prekambryjskiego w omawianym rejonie nie są znane, nie ma więc danych pozwalających na ich charakterystykę.

Na łupkowo-szarogłazowym i piaskowcowym kambrze przekraczając i niezgodnie spoczywają utwory niekompletnie wykształconego w różnych facjach ordowiku. Przeważają tu osady piaszczysto-ilaste, choć znane są i sedymenty węglanowe w rejonie checińskim. Po okresowym blokowym wynurzeniu masywu kieleckiego na pograniczu ordowiku i syluru w fazie tkańskiej rozpoczyna się sedymentacja piaszczysta przechodząca w ilastą, a następnie w szarogłazową górnego syluru. Pod koniec tego okresu przybierają na sile odkształcenia zasadniczej fazy młodokaledońskiej, w trakcie której doszło do skrócenia poprzecznego przekroju geosynkliny kaledońskiej i zasadniczej inwersji tektonicznej. W czasie orogenezy kaledońskiej region kielecki tworzył najbardziej zewnętrzna, a więc i fałdowo najslabiej odkształconą strefę południowej gałęzi polskich kaledonidów, rozwijających się według J. Znoski bardziej na S od Gór Świętokrzyskich. Kielcydy łączyły się z geosynklinalnym basenem hercynidów łysogórskich poprzez przejściową strefę kielecko-łagowską o pełniejszym wykształceniu osadów staropaleozoicznych i większej stałości facjalnej.

W basenie łysogórskim w czasie starszego paleozoiku trwa nieprzerwanie morska sedymentacja łupkowo-piaskowcowa w kambrze, piaszczysto-węglanowo-ilasta w ordowiku i ilasto-szarogłazowa w sylurze. Fazowe zaburzenia z południa obszaru znajdują tu odbicie w postaci okresowych spłyceń basenu i zmian facji. Istnieje tu również całkowita konkordancja i ciągle przejście osadów syluru do utworów morskiego dewonu.

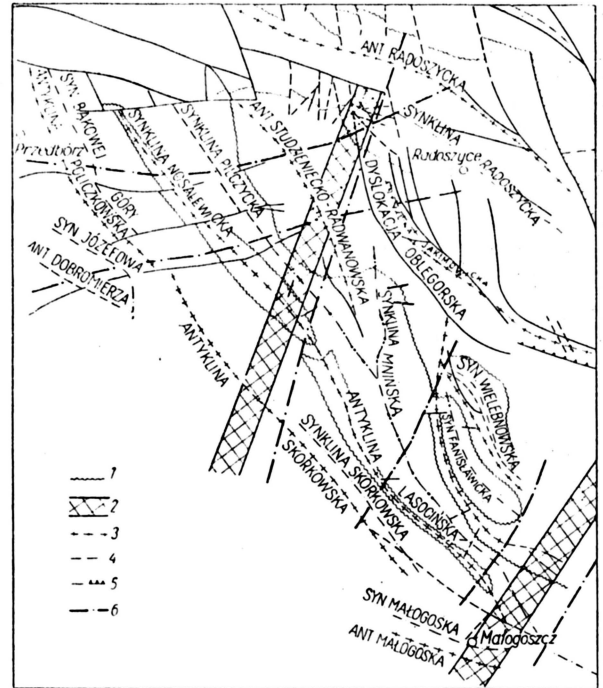
Na obszarze kielcydów po orogenezie kaledońskiej ma miejsce długa faza lądowa, w czasie której stary górotwór podlegał intensywnym procesom wietrzenia i denudacji. Dopiero dewońska transgresja posuwająca się stopniowo z NW ku SE przekryła przekraczając kaledońskie podłoże, obejmując w koblencu synklinialną strefę centralną (przejściową), a dopiero w dolnym eiflu antyklinialną część kielcydów. Ta stopniowa transgresja odzwierciedla się również zmniejszeniem się miąższości piaskowców dolnego dewonu w kierunku z N na S. W środkowo-dewońskim basenie epikontynentalnym tworzyły się rafowe serie węglanowe. Znane są one również z piętra frańskiego i wydzielane w literaturze geologicznej jako wapienie kaździelniańskie. Natomiast w basenie hercyńskim (ły-

górkim) panują wówczas facje głębsze węglanowo-marglisto-ilaste. Dno basenu łysogórskiego wykazuje tendencje do ciągłego obniżania się w trakcie sedymentacji dewonu, co odzwierciedlają tu większe miąższości osadów tego okresu, niż w obszarze kieleckim.

Różnice facjalne uwidaczniają się także w trakcie sedymentacji dolnokarbońskiej. Na S w obszarze checińskim znane jest wykształcenie osadów tego wieku w płytszej facji węglanowej oraz ilastej, gdy w basenie hercyńskim (Radoszyce) w facji typowo kulkowej.

W górnym karbonie ślądowane zostały osady kambryjsko-karbońskiego megacyklu sedymentacyjnego w regionie łysogórskim. Odkłute od starokaledońskiego garbu serie paleozoiczne jednostki łysogórskiej pchnięte zostały z N na S naciskając masy paleozoiczne przejściowej strefy synklinialnej kielecko-łagowskiej. W strefie tej doszło wówczas do wciągnięcia starych kaledońskich fałdów w nowo formowane i ich ogólnej przebudowy. Tworzonym potomnie na starych formach tektonicznych nowym jednostkom hercyńskim narzucona została zdecydowana wergencja południowa. Wyraziło się to przechyleniem lub obaleniem fałdów ku S, redukcjami w południowych skrzydłach, wywołanych powstaniem równoległych nasunięć, analogicznych do głównego nasunięcia łysogórskiego. Złuskowane miejscami elementy fałdowe strefy synklinialnej kielecko-łagowskiej ścięte zostały skośnie być może w młodszej fazie hercyńskiej (J. Samsonowicz) głównym nasunięciem łysogórskim.

Budowa samej jednostki łysogórskiej kryje w sobie jeszcze wiele niedostatecznie wyjaśnionych zagadnień. W strefach czolowych rejestrowane są wtórne, pod-rzędne złuskowania i fleksularne przecięcia przy ogólnym monoklinalnym zapadaniu na N głównych kompleksów w centrum jednostki. Utwory dewońsko-



Szkic tektoniczny południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich.

1 — dyskordantne granice geologiczne, 2 — strefy wgłębnych rozłamów poprzecznych, 3 — osie antyklin, 4 — osie synklin, 5 — uskoki i nasunięcia, 6 — elewacje poprzeczne.

Tectonical sketch of the south-western margin of the Święty Krzyż Mountains

1 — discordant geological boundaries, 2 — zones of deep transverse fractures, 3 — axes of anticlines, 4 — axes of synclines, 5 — faults and overthrusts, 6 — transverse elevations.

-karbońskiej pokrywy strefy antyklinorialnej kielcydów zostały platformowo odkształcone i ujęte w płaskie i rozległe szerokopromienne fałdy. Cokół paleozoiczny antyklinorium świętokrzyskiego wykazuje więc zdecydowaną dwudzielność strukturalną i złożony jest on z dwóch orogénów: kaledońskiego i hercyńskiego. Pierwszy tworzył się prawdopodobnie w wymienionych wyżej trzech etapach, drugi zaś w trakcie jednego wielkiego megacyklu sedimentacyjno-diastroficznego, trwającego od kambru po karbon włącznie.

Cokół paleozoiczny Gór Świętokrzyskich stanowiący strukturę półhorstową obcięty jest od NNE i SSW dyslokacjami zrzucającymi schodowato podłużne do krawędzi zrębnych bloki ku swoim obwodowym zapadliskom. Natomiast w kierunku WNW obserwuje się stopniowe nieregularne jego pochylenie. Tę niejednostajność pochylenia paleozoiku można tłumaczyć strefami dyslokacyjnymi poprzecznymi do rozciągłości struktur wgłębnych.

W obszarze zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich zarysowują się wyraźnie dwie główne poprzeczne strefy rozłamowe (ryc. 1), które rozbijają paleozoik, a przynajmniej jego kaledońską część na odrębne bloki wtórnie pionowe i poziomo poprzemierzane. Rozłamów tych można się dopatrywać: pierwszego na linii Małogoszcz—Obłęgorek, drugiego na linii Oleszno—Skąpe—Szkucin. Potwierdza je także analiza rozkładu siły ciężkości w pasach przebiegu tych linii, jak również gwałtowne zniknięcie wychodni paleozoiku na W od linii Miedzianka—Chelmce. Istnienie rozłamu wzdłuż wymienionej linii potwierdzają notowania przez J. Czarnockiego (6) zrzuty w tym kierunku mas zachodniego skrzydła fałdy chęcińskiego w okolicach Miedzianki. Dowodów na taki przebieg poważnej strefy dyslokacyjnej dostarcza analiza układu odpowiadających sobie fałdów po obu stronach rozłamu oraz anormalny do regionalnego planu bieg elementów składowych mezozoicznego fałdu Małogoszcz. Fałd ten rozwinął się tu w pokrywie perm-mezozoicznej w miejscu przecięcia krawędzi horstowej cokołu paleozoicznego linią rozłamową Małogoszcz—Obłęgorek. Obecność dużej strefy dyslokacyjnej, wzdłuż której paleozoik świętokrzyski w kierunku W stopniowo był zrzucany, tłumaczy nam pojawienie się w Cmińsku cechsztynu w facji wapienno-marglistej na osi jednostki Łysogórskiej.

Potężnego uskoku w tym rejonie, lecz biegnącego wzdłuż linii Miedzianka—Miedziana Góra dopatrywał się już J. Siemiradzki (1888). Sugerowana przez niego strefa pęknięcia jest wysoce prawdopodobna, ale nieco o innym przebiegu. Pozostaje ona zapewne w pierwotnym związku genetycznym ze skłonem elewacji miedziankowskiej i była później przebudowana i rozbudowana w trakcie młodszych ruchów alpejskich (starokimeryjskich i laramijskich). Nowo formowane fałdy mezozoiczne zorientowane zostały w kierunku SE—NW i NNW, co ujawniają przebiegi osi synklin: fanisławickiej, wielebnowskiej, czy też zachodnie przedłużenie antykliny radomickiej i chęcińskiej. O ogólnym ruchu wgłębego bloku, zawartego między dyslokacją Małogoszcz—Obłęgorek a Oleszno—Szkucin ku N, świadczą wygięcia NW osi fałdów paleozoicznych i fałdów osłony triasowej, obserwowane na W od elewacji Polichno—Miedziana Góra. Amplituda przesunięcia poziomego i zrzutu pionowego w trakcie faz alpejskich wydaje się być większa przy zachodniej poprzecznej krawędzi rozłamowej, tj. przy dyslokacji Oleszno—Szkucin.

Strefę dyslokacyjną Oleszno—Skąpe—Szkucin uzasadnia krzyżowanie się elewacji transwersalnych i związanych z nimi dyslokacji poprzecznych (ryc. 1). Potwierdza ją również rozmieszczenie i układ mas mezozoicznych (synklina Minina i SE odcinek synkliny Józefowa). J. Samsonowicz znaczył taką strefę dyslokacyjną na wykonanym w 1953 r. szkicu kartograficznym Gór Świętokrzyskich. Blok paleozoiczny znajdujący się na W od rozłamu Oleszno—Szkucin zajmuje bardziej południowe położenie i jest podniesiony względem bloku po E stronie rozłamu. Pierwotny przebieg fałdów podłoża oddaje os elementu Dobromierza (ESE—WNW) zorientowanego skośnie wobec

sąsiedniej antykliny Policzka o typowo alpejskim kierunku. Przebieg osi antykliny Dobromierza zgodny jest z teoretycznie wskazanym przez J. Czarnockiego i J. Znoskę przebiegiem przedłużających się ku W struktur paleozoicznego podłoża.

Na denudowany w górnym karbonie i dolnym permie górotwór świętokrzyski stopniowo, lagunami transgreduje od zachodu morze cechsztyńskie. Po niewielkiej mechanicznej obróbce i scementowaniu starego rumoszu wietrzelskiego (zlepieniece zymuntowskie) tworzą się sedimenty węglanowe (ciemne wapienie bitumiczne) ilasto-margliste znane z rejonu Gałęzic. Ku zachodowi ta płytka litoralna facja zazębia się z osadami głębszej nieco sedimentacji ilasto-marglistej z przewarstwieniami anhydrytów i gipsów (otwory Skalka Rykoszyńska, Radoszyce i Gałęzice). Na omawianym obszarze w miarę śledzenia ku W zazębiają się więc facje przybrzeżne z perysalinarnymi, a dalej ku zachodowi zapewne i z salinarnymi niemiecko-polskiego basenu sedimentacyjnego cechsztynu. Strukturalna i paleogeograficzna analiza warunków sedimentacji dolnego cechsztynu na W od odsłoniętego paleozoiku pozwala stwierdzić, że były one analogiczne do panujących w obszarze dolnośląskim. Również na obszarze świętokrzyskim dominuje wówczas sedimentacja w lagunach i częściowo w izolowanych zatokach, gdzie w środowisku redukcyjnym może dochodzić do koncentracji metali ciężkich. Notowane są też przejawy syngenetycznej mineralizacji kruszcowej węglanowych serii cechsztynu dolnego w rejonie Gałęzic.

Osady lądowe postrego piaskowca cechują się stałością wykształcenia i miąższością ich wzrasta ku W. Pojawiające się w stropie serie litoralne, mułowcowe przechodzą w kompleksy piaszczysto-ileste dolnego retu. Pokrywają je od góry serie wapienno-margliste tegoż wieku zawierające ubogie rudy limonitowo-sydyrytowe. Stwierdzona kruszcowa i barytowa mineralizacja osadów węglanowych retu i wyżej leżących wapieni i margli środkowego triasu pozwala dopatrywać się H. Gruszczykowi (9) bliskich związków w procesach sedimentacji i diagenety z obszarem śląsko-krakowskim. Występujące na wapieniu muszlowym utwory kajpru, to początkowo serie piaszczysto-lupkowe, wśród których mogą być także wtrącenia gipsów i anhydrytów, a następnie wyłącznie ilasto-lupkowe o podwyższonej zawartości związków Fe.

Kompleksy płytkowodnych lub lądowych osadów osłony triasowej cokołu paleozoicznego zaczęły się lekko plastycznie deformować po osadzeniu się wapienia muszlowego (E. Passendorfer). Ruchy starokimeryjskie przejawiały swoją działalność aż do początków jury. O zaburzeniach tej fazy świadczy wskazywana przez J. Czarnockiego pewna samodzielność tektoniczna triasu i jego odkształcenia odbiegające od ogólnego planu mezozoicznej pokrywy. Na krawędziach silniej blokowo dźwigniętego zrębu paleozoicznego doszło do zluźnień i odkłuc osłony od podłoża i pewnego przemieszczenia mas triasowych (J. Czarnocki). W centralnej części cokołu osłona triasowa została bardzo słabo fałdowo odkształcona i potomnie przystosowana do paleozoicznych założeń. Podkreślone zostały też strefy rozłamów poprzecznych i linie podłużnej nieciągłości.

Po tych przejawach platformowych deformacji starokimeryjskich w retyko-lisie panują warunki lądowej sedimentacji wyrażonej ilasto-piaszczystymi i zlepieńcowatymi osadami z cienkimi przewarstwieniami węgla brunatnych. Wkraczająca w bajosie transgresja morska rozwija się szeroko w batonie i kelowej. Powstają wówczas początkowo serie zlepieńcowate i piaszczyste, a później ilasto-margliste z limonitami (baton). W oksfordzie, rauraku, astarcie i dolnym kimerydzie trwa sedimentacja węglanowa. Tworzą się wówczas serie wapieni (w rauraku i astarcie) rafowych, oolitowych, skalistych z wkładkami krzemieni pasiastych i bulastych. Wyższe serie kimerydy, to osady ilasto-margliste.

Obecność plikatywnych deformacji młodokimeryjskich, którym decydującą rolę w odkształceniu pokrywy mezozoicznej przypisywał J. Samsonowicz zarówno w starszych, jak i w nowszych pracach nie znajduje

potwierdzenia. Inni autorzy podkreślają całkowitą zgodność kątową kredy i jury na tym obszarze (J. Lewiński, H. Świdziński i E. Senkowicz). Ruchy młodokimeryjskiej fazy w tym obszarze wywołały tylko dal-
sze „en blokt” dźwignięcie zrębu paleozoicznego i pod-
kreśliły stare nieciągłe założenia. Utwory kredy wy-
stępujące peryferycznie względem zrębu paleozoicz-
nego ciągną się od Przedborza po Bolmin. Początkowo
są one reprezentowane osadami klastycznymi w albie
i onomannie, a następnie seriami wapieni, margli
i opok z krzemieniami.

Jura i kreda na wskazanym obszarze cechuje się
stałością facjalnego wykształcenia i zbliżonymi miąż-
szościami na dużych obszarach. Zapewne w trakcie
ruchów fazy laramijskiej, a może i w młodszych
fazach zdeformowane zostały głównie kompleksy po-
krywy mezozoicznej. Uderzającym faktem, wielokrot-
nie podkreślanym w literaturze jest to, że wielkości
fałdowych odkształceń są maksymalne na krawędziach
wymieszonego zrębu paleozoicznego. Tu w nowo for-
mowane fałdy wtórnie zreorientowane i pchnięte na N
wciągnięte zostały stare jednostki paleozoiku (pn.
antykлина Zbrzy). Bardziej na N dociśnięte zostały do
siebie masy staropaleozoicznych antyklinali wypierając
kompletnie, bądź częściowo dzielące je elementy
synklinalne (obszar checiński).

Ruchy młodszych faz alpejskich wygasły na ze-
wnętrznych krawędziach zrębowych cokołu paleozoicz-
nego. We wnętrzu usztywnionego górotworu kaledoń-
sko-hercyńskiego ruchy alpejskie nie tylko nie były
w stanie przebudować podłoża, ale nawet narzucić
mu własnych kierunków. Masy mezozoiczne ujęte
zostały w fałdy wielkopromienne o małej amplitudzie
i przystosowane do podłużnych i poprzecznych założeń
podłoża. Odtworzone i rozbudowane zostały wówczas
w obszarach szczególnie silnie zaangażowanych strefy
zarówno podłużnych, jak i poprzecznych nieciągłości.
Widać to wyraźnie np. w przebiegu dyslokacji obłę-
gorskiej stanowiącej bezpośrednie przedłużenie głów-
nego nasunięcia łysogórskiego. Rozwijające się w po-
krywie mezozoicznej na NW przedłużeniu jednostki
łysogórskiej antykliny: Oblegonka, Dobrzyszowa i Ja-
kimowic przemieszczone były na S wzdłuż dyslokacji
oblegorskiej ścinając ukośnie elementy przedpola.

Obecność poprzecznych i podłużnych do rozciągłości
struktur wielkich stref dyslokacyjnych oraz rozbudo-
wanego systemu spękań i szczelin, kontaktujących ze
sobą, stwarza szczególnie dogodne warunki dla wę-
drówki roztworów hydrotermalnych oraz precypitacji
kruszców w określonych warunkach litologiczno-tek-
tonicznych. Notowany wzrost przejawów mineralizacji
ku zachodniej i południowo-zachodniej części paleo-
zoiku jest uzależniony od silnych i kilkakrotnie pona-
wianych deformacji tektonicznych (głównie nieciąg-
łych) w tym rejonie. Ruchy faz alpejskich w nie-
wielkim tylko stopniu odmłodziły stare dyslokacje
w centrum szywnego cokołu paleozoicznego, skoro
mineralizacja tego wieku jest tam tak nieznaczna.

Badania J. Czarnockiego i następnych badaczy
wyraźnie wskazują na związek mineralizacji z tekto-
niką. Wyróżnione przez Z. Rubinowskiego typy gene-
tyczne złóż endogenicznych w paleozoiku, powiązane
są ściśle z hercyńskimi i alpejskimi zaburzeniami
dysjunktywnymi układającymi się równolegle do wal-
nych skupień siarczków, przywiązanych do określonych
osi fałdów. Z dysjunktywną tektoniką hercyńską po-
wiązana jest głównie żyłowa mineralizacja związkami
Cu i kalcjtem, a z alpejską: złoża Pb, Ba, Zn. Stwier-
dzone wystąpienia Pb, Zn i Cu w formie impregnacji
spółwa zlepieńców cechsztyńskich bądź syngenetycz-
nych skupień siarczków, przywiązanych do określonych
poziomów litologiczno-facjalnych dolnego cechsztynu
i możliwość istnienia syngenetycznej mineralizacji mied-
zowej w zachodnim obrzeżeniu, wskazują na ko-
nieczność zbadania osadów górnego permu w wymie-
nionym obszarze.

Rozpoznana przez Z. Rubinowskiego ołowiowa mine-
ralizacja impregnacyjna pstręgo piaskowca w rejonie
Górek Szczukowskich powiązana jest z alpejskim
kontaktem tektonicznym zrębu dewońskiego z seriami

klastycznych utworów dolnego triasu. Analogicznych
warunków strukturalnych możemy się spodziewać
i w innych obszarach WNW obrzeżenia mezozoicznego
Gór Świętokrzyskich.

Otwarty problem mineralizacji cynkowo-olowiowej
i barytowej utworów retu i wapienia muszlowego na
omawianym obszarze wymaga jak najszybszego roz-
wiązania. Stwierdzone w tym rejonie wystąpienia rud
limonitowych i syderytowych w osadach retu, kajpru,
liasu i batu były w czasach przedzobiorowych gór-
niczo eksploatowane. Dobro nauki wymaga dokładnego
geologicznego rozpoznania i tych przejawów rudono-
ności, mimo iż nie wydają się mieć one poważniejszego
znaczenia gospodarczego.

Na omawianym obszarze istnieją szczególnie dogod-
ne strukturalno-tektoniczne i litofacjalne warunki dla
nagromadzenia węglowodorów ciekłych i gazowych.
Przytoczone fakty potwierdzają nie tylko ogólne
teoretyczne przesłanki, ale i badania znanych dotych-
czas przejawów bitumicznosci zarówno w paleozoiku,
jak i permu-mezozoiku. Przeprowadzone dotychczas
prace wiertnicze pozwalają nam mówić o możliwości
występowania bituminów w seriach węglanowych
(głównie rafowych) dewonu środkowego i częściowo
górnego, cechsztynu dolnego, a także i w seriach kla-
stycznych pstręgo piaskowca. Znaczej miąższości
wapienie i dolomity dewonu posiadające wysoki współ-
czynnik porowatości, dobrze izolowane w stropie ilasto-
-marglistymi seriami famenu i dolnego karbonu, mogą
w odpowiednich warunkach tektonicznych stanowić
doskonałe kolektory dla ropy i gazu.

Serie rafowe dewonu zawdzięczają wysoką poro-
watość przede wszystkim bardzo licznym poorganicz-
nym pustkom, kawernom pometasomatycznym oraz
gęstej sieci szczelin i spękań powstałych przy od-
kształceniach tektonicznych tych słabo plastycznych
kompleksów. Dokumentują to geologiczne prace wiert-
nicze przeprowadzone ostatnio w obrębie odsłoniętego
cokołu paleozoicznego. Wielokrotnie stwierdzona była
również bituminizacja serii węglanowych dolnego
cechsztynu, bardzo silnie spękanych i izolowanych
w stropie seriami ilasto-lupkowymi wyższych ogniw
permu bądź dolnego pstręgo piaskowca. Obserwacje
te potwierdzają wysunięte przez J. Czarnockiego
wnioski o perspektywności bitumicznej górnego permu
świętokrzyskiego. Istnieją również argumenty przema-
wiająca za obecnością węglowodorów w klastycznych
osadach pstręgo piaskowca, różnoziarnistych, o wy-
sokiej porowatości i przepuszczalności izolowanych
od góry ilasto-marglistymi kompleksami wyżej leżą-
cych ogniw triasu.

Pospolite objawy bituminów w odsłoniętym dewonie
i stwierdzona przez H. Jurkiewicza w obrębie cokołu
paleozoicznego pionowa migracja bituminów wyjaśnia
nam brak eksploacyjnie opłacalnych nagromadzeń
ropy lub gazu w wychodzących na powierzchnię
utworach paleozoiku na obszarze, o którym wyżej
mowa. Tektoniczne uruchomienie pionowych i skoń-
nych do powierzchni dróg migracji w trakcie faz
alpejskich (J. Czerwiński) i całkowite bądź częściowe
erozyjne zdarcie poziomów izolujących w czasie ląd-
owych okresów podeformacyjnych doprowadziło do
całkowitego zniszczenia złóż w odkrytych utworach
paleozoicznych.

Za skały macierzyste (o ile o takich można mówić)
uważać należy ciemne utwory syluru, dewonu śro-
dkowego i górnego, a być może i cechsztynu dolnego.
Korzystne warunki strukturalne dla gromadzenia się
ropy i gazu niewątpliwie istnieją w obrębie zachod-
niego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Zachowane
i lekko zondulowane serie pokrywy mezozoicznej przy-
stosowane są tu (jak zaznaczono już wcześniej) bez-
pośrednio lub pośrednio, lecz wyraźnie do starszego
kaledońsko-hercyńskiego planu tektonicznego. Migracja
bituminów na powierzchnię w trakcie ruchów alpej-
skich była utrudniona grubą miąższością poziomów
izolujących, głównie plastycznymi i nieprzepuszczal-
nymi warstwami karbonu, górnego cechsztynu, triasu
(kajpru), dolnej i środkowej jury. W obszarze tym
spodziewać się można również pułapek ropno-gazo-
wych w strefach przydyslokacyjnych, złuskowanych

faldów paleozoiku i odtwarzających je w stropie anty-
klin mezozoicznych.

Nazkicowane problemy tektoniczne zachodniego przedłużenia antyklinorium świętokrzyskiego i związane z nimi zagadnienia surowcowe wymagają potwierdzenia i wyjaśnienia za pomocą głębokich wierceń problemowych i badań sejsmicznych. Pierwszoplanowe prace w tym obszarze, to ustalenie: właściwego kierunku przebiegu struktur paleozoicznych pod osłoną mezozoiczną, profiliów litofacjalnych serii mezozoicznych i paleozoicznych, reliefu precechsztyńskich struktur paleozoicznych, rozłamów węglębnych i większych dyslokacji, mineralizacji kruszcowej oraz bitumniczności w poszczególnych ogniwach litostratygraficznych. Rzeczowa analiza uzyskanych materiałów geologicznych i geofizycznych pozwoli dopiero na ewentualne zaplanowanie dalszych szczegółowych badań o tematyce surowcowej. Zgodnie z powyższymi wytycznymi został opracowany projekt geologiczno-strukturalny prac oparty o głębokie wiercenia опорowe i prace sejsmiczne. Jest on obecnie realizowany przez Świętokrzyską Stację Terenową im. J. Czarnockiego w Kielcach.

L I T E R A T U R A

1. Czarnocki J. — Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich. Stratygrafia i tektonika staropaleozoicznych utworów Gór Świętokrzyskich (kambr, sylur, dewon dolny). Tow. Nauk. Warsz., Pr. 28, Warszawa 1919.
2. Czarnocki J. — Cechsztyń w Górach Świętokrzyskich. Spraw. PIG. t. II, z. 1-2, Warszawa 1923.
3. Czarnocki J. — Wyniki badań geologicznych dokonanych w 1924 r. na obszarze mezozoicznym zachodniej części Gór Świętokrzyskich. PIG. Pos. Nauk., nr 11, Warszawa 1925.
4. Czarnocki J. — O mezozoicznych złożach rud żelaznych w zachodniej części Gór Świętokrzyskich. PIG. Pos. Nauk. nr 11, Warszawa 1925.

S U M M A R Y

Basing on the results of geological and geophysical studies the authors discuss the main problems concerning a very complicated and multi-stage tectonics of the western part of the Święty Krzyż anticlinorium. In an analysis of the structural-tectonical development of the area studied, the authors show the main development features of sedimentation and stress the actual possibilities of occurrence of both syngenetical and epigenetical iron ore and non-iron ore deposits in the individual Palaeozoic and Mesozoic lithostratigraphical beds.

Moreover, they point also at a fact that the western margin area of the Święty Krzyż, as well as its Palaeozoic basement may be regarded, on account of geological structure and facial differentiation of rock series, as a promising one in search for oil and gas deposits.

5. Czarnocki J. — Wyniki badań geologicznych w południowo-zachodniej i zachodniej części Gór Świętokrzyskich. PIG. Pos. Nauk. nr 15, Warszawa 1926.
6. Czarnocki J. — O tektonice okolic Miedzianki w związku ze złożami miedzi tegoż obszaru. PIG. Pos. Nauk. nr 24, Warszawa 1929.
7. Czarnocki J. — Cechsztyń polski w związku z zagadnieniem poszukiwań soli potasowych i ropy naftowej w Polsce. PIG. Geol. Biul. Inform., z. 1, Warszawa 1952.
8. Czerwiński J. — Rozwój litologiczny serii węglanowej dewonu południowej części Gór Świętokrzyskich. Prace IG t. XXX, cz. II, 1960.
9. Gruszczyk H., Smolarska J. — Studia nad mineralizacją kruszczową utworów triasu w zachodniej części Gór Świętokrzyskich. PAN, Spraw. z pos. Kom. Kraków 1961.
10. Nieć M. — Wiek mineralizacji hematytowej Gór Świętokrzyskich. PAN, Spraw. z pos. Kom. Kraków 1961.
11. Passendorfer E. — Sprawozdanie z badań geologicznych w Tatrach i okolicach Przedborza. PIG. Pos. Nauk., nr 5, Warszawa 1923.
12. Passendorfer E. — O triasie i dolnej jurze na północno-zachodnim zboczu Gór Świętokrzyskich. Tow. Przyj. Nauk. Prace Wydz. Nauk. Mat. Przyr. t. XIII. Wilno 1939.
13. Senkowicz E. — Jura i kreda między Jędrzejowem, a rzeką Nidą. IG. Biul. 159, Warszawa 1959.
14. Senkowiczowa H. — Wapień muszlowy na północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. IG. Biul. 113, Warszawa 1956.
15. Świdziński H. — Sprawozdanie z badań geologicznych nad jurą górną wykonanych w r. 1931 na ank. Przedbórz — Radomsko. PIG. Pos. Nauk. nr 32, Warszawa 1932.
16. Znosko J. — Mapa Geologiczna Polski bez utworów czwartorzędu, trzeciorzęd i kredy, skala 1 : 1 000 000, IG. 1961.

Р Е З Ю М Е

Авторы статьи характеризуют основные проблемы сложной и многоярусной тектоники западной части Свентокшиского антиклинория по данным геологических и геофизических исследований. Исходя из структурно-тектонического развития этого района определяют основные черты седиментационных процессов и указывают перспективы поисков как сингенетических, так и эпигенетических руд железа и цветных металлов, приуроченных к различным литолого-стратиграфическим формациям палеозоя и мезозоя.

Кроме того авторы доказывают, что площадь западного обрамления Свентокшиских гор и его палеозойское основание в связи с геологическим строением и литолого-фацальной дифференцированностью пород могут быть перспективными для поисков нефтегазоносных залежей.