

Zbigniew KOWALCZEWSKI

Transwersalne założenia w budowie cokołu paleozoicznego antyklinorium świętokrzyskiego

Analiza regionalnych materiałów geologicznych, przeprowadzona w ramach prac Świętokrzyskiej Stacji Terenowej IG nad opracowaniem mapy tektonicznej antyklinorium świętokrzyskiego, uwypukliła istnienie rozległej problematyki związanej z obecnością plastycznych i nieciągłych deformacji poprzecznych w obrębie paleozoiku Gór Świętokrzyskich. Celem artykułu jest wstępne naszkicowanie tej problematyki, głównie w oparciu o dane z prac J. Czarnockiego i J. Samsonowicza. Pełne i wyczerpujące opracowanie przedstawionego tematu przy obecnym stanie rozpoznania geologicznego Gór Świętokrzyskich jest niemożliwe.

Paleozoik Gór Świętokrzyskich, odsłaniający się na powierzchni od doliny Wisły na wschodzie, po linię Miedzianka — Chełmce na zachodzie, analizowany jest zazwyczaj w regionalnej literaturze geologicznej pod kątem zgodności z następstwem kolejnych różnowiekowych struktur, a więc z południa na północ, oraz zgodności z rozciągłością stref strukturalnych, a więc ze wschodu na zachód.

Analiza w pierwszym strukturalnym kierunku jest łatwiejsza, gdyż różnice w budowie geologicznej są wyraźne i prostsze do wytłumaczenia. Przy rozpatrywaniu zjawisk geologicznych wzdłuż przebiegu stref kaledońskich i hercyńskich opieramy się na założeniu ogólnego, powolnego obniżania się cokołu paleozoicznego ze wschodu na zachód. Założenie to w zasadzie słuszne jest jednak zbyt schematyczne, zwłaszcza przy szczegółowych pracach syntetycznych, dotyczących rozważań paleogeograficznych, litofacjalnych czy surowcowych. Prawie zupełnie pomija się tu bowiem rolę i znaczenie poprzecznych (do rozciągłości struktur) elementów elewacyjnych i depresyjnych, wyraźnie zaznaczających się w budowie fałdów cokołu, a także i w pokrywającej go osłonie mezozoicznej.

Każdy fałd wyciągnięty podłużnie, często na odległość wielu kilometrów, wykazuje zazwyczaj na poszczególnych odcinkach przebiegu undulacje osi. Dotyczy to zarówno elementów antyklinalnych, jak i synklinalnych. Na odcinkach fałdu o wznoszącej się osi mamy elewację poprzeczną, podczas gdy na odcinkach o obniżającej się osi występuje

depresja poprzeczna fałdu. Jeżeli to podnoszenie lub obniżanie osi da się przesledzić wzdłuż jednej linii poprzecznej do rozciągłości całego szeregu równoległych fałdów, mówimy wówczas o walnej transwersalnej elewacji lub depresji.

Geneza tych poprzecznych deformacji nie jest jeszcze należycie wyjaśniona. Na ogół uważa się, że tworzące się jednocześnie z fałdami transwersalne elewacje i depresje powstają w związku z istnieniem poważnych różnic w konfiguracji podłoża. Elewacje rozwijają się w nadległym piętrze strukturalnym stosownie do przebiegu większych stref rozłamowych, występujących w obrębie podłoża (G. D. Ażgirej, 1956).

Różne poprzeczne do osi fałdów odkształcenia tektoniczne w południowo-zachodnim obrzeżeniu mezozoicznym Gór Świętokrzyskich zwróciły już uwagę J. Lewińskiego (1912). Pisał on, że pasy o różnym zaangażowaniu tektonicznym układają się naprzemianległe, a wyrażają się płaskimi i rozległymi fałdami, bądź też jednostkami wąskimi i stromymi o dużej amplitudzie i małym promieniu. Podana przez niego myśl przesłedzenia analogicznych pasów „w głębi gór“ (w obrębie paleozoiku) podjęta została przez J. Czarnockiego i J. Samsonowicza. Badacze ci stwierdzili w odkrytym cokole paleozoicznym istnienie szeregu transwersalnych elewacji i depresji przedłużających się tak ku północy, jak i ku południowi pod osłoną mezo- i kenozoiku (J. Czarnocki, 1923; J. Samsonowicz, 1924). Wiek powstania tych form określali oni różnie. W części centralnej kaledonidów kieleckich J. Czarnocki (1922) uznał je za preordowickie. Do wniosku takiego doszedł śledząc zmienne wykształcenie facjalne osadów ordowiku transgredującego na jednostki kambryjskie. J. Czarnocki i J. Samsonowicz zauważyli również, że odnawiane w ruchach młodszych walne elewacje i poprzeczne depresje wpływały na ogólny rozkład mas skalnych i ich wykształcenie litofacjalne w paleozoiku, permo-mezozoiku a nawet i w trzeciorzędzie (J. Czarnocki, Cz. Kuźniar, 1922; J. Czarnocki, 1923, 1927; J. Samsonowicz, 1924, 1929). Z odmładzaniem starych paleozoicznych elewacji łączyli także powstanie transwersalnych stref dyslokacji dysjunktywnych (J. Czarnocki, 1928, 1957; J. Samsonowicz, 1925, 1927, 1929). W. Pożaryski (1948) wiązał powstanie fleksur w północno-zachodnim obrzeżeniu mezozoicznym Gór Świętokrzyskich z istnieniem poważnych dyslokacji w podłożu paleozoicznym, biegnących jednak w innym kierunku niż wskazywany w dalszej części tej pracy.

Rozwijające się w związku z założeniami poprzecznymi systemy spękań stanowiły dogodne drogi dla wędrówek roztworów mineralizujących. J. Czarnocki (1945) bogate żyłowe okruszcowanie metalami nieżelaznymi zachodniej części paleozoiku wyraźnie wiązał z systemem linii dysjunktywnych, uwarunkowanych obecnością elewacji miedziankowej i chęcińskiej.

Tak więc wielcy znawcy Gór Świętokrzyskich — J. Czarnocki i J. Samsonowicz pierwsi zasygnalizowali istnienie złożonej i nowej problematyki litofacjalnej, tektonicznej i surowcowej, związanych z deformacjami poprzecznymi w cokole paleozoicznym. Późniejsi badacze tego obszaru w swych pracach pomijają zazwyczaj zupełnie te ciekawe zagadnienia.

Analiza tektoniczna aktualnych materiałów kartograficznych wskazuje, że układ jednostek tektonicznych w antyklinorium świętokrzyskim nie jest układem kompensacyjnym. Undulacje osi fałdów układają się tu w sposób prawidłowy i ciągły, poprzecznie do kierunku struktur, w zależności od przebiegu walnych elewacji i depresji. Na linii przebiegu deformacji poprzecznych z ogólnym undulacyjnym podniesieniem elementów fałdowych powiązane jest przewężanie synklin lub też brachy-synklinalne zamykanie serii wchodzących w ich skład, a czasem nawet całkowite wyjście w powietrze osi tych jednostek.

Elementy antyklinalne, dźwignięte na linii walnych elewacji, są maksymalnie poszerzone w obrazie kartograficznym i odsłaniają najstarsze serie biorące udział w ich budowie. Kierunek przebiegu elewacji transwersalnej podkreślają również zazwyczaj linie poprzecznych dyslokacji, układające się w planie równoległe do osi elewacyjnych. Obecność elewacji sygnalizowana jest poważniejszymi zmianami litofacjalnymi po obu jej stronach. Duże różnice w miąższościach i wykształceniu osadów stwierdza się nie tylko między odpowiadającymi sobie po rozciągłości jednostkami przedzielonymi elewacją (np. między synkliną bardziańską i daleszycką), ale i w obrębie jednego podrzędnego elementu fałdowego (np. w synklinie gałęzickiej). Depresje transwersalne odzwierciedlają się również w obrazie kartograficznym, warunkując zjawiska przeciwne wskazanym wyżej. Depresje poprzeczne uzasadniają obecność najmłodszych utworów i maksymalne miąższości osadów serii postdeformacyjnych leżących w ich osiach. Przy analizie poprzecznych deformacji należy rozpatrzyć także rozmieszczenie i wzajemny stosunek jednostek fałdowych względem siebie oraz przestrzenną budowę fałdów w poszczególnych (wzdłuż biegu) odcinkach. Powyższe dane możemy uzyskać interpretując geologiczne zdjęcia odkryte i śledząc zmiany litofacjalne po rozciągłości jednostek pierwszo- a nawet i drugorzędnych. W oparciu o istniejące materiały kartograficzne można obecnie odtworzyć dość dokładnie przebieg walnych elewacji i depresji poprzecznych w cokole paleozoicznym Gór Świętokrzyskich i jego osłonie mezozoicznej. Figura 1 przedstawia linie elewacji transwersalnych pewnych i przypuszczalnych, wykreślonych przede wszystkim w oparciu o zaktualizowane zdjęcia geologiczne w skali 1 : 100 000.

Fig. 1 wykazuje, że odsłonięty paleozoik Gór Świętokrzyskich jest regularnie zdeformowany poprzecznie. Widać też, że kierunki przebiegu osi elewacji różnią się wyraźnie w poszczególnych regionach strukturalnych.

Poczynając od wschodu można wyróżnić następujące transwersalne elewacje w obrębie cokołu paleozoicznego:

- | | | | |
|-----|---|--------------|--|
| I | — | I elewacja | Koprzywnica — Wilczyce |
| II | — | II elewacja | Pełczyce — Płkanów |
| III | — | III elewacja | Przyborowice — Momina |
| IV | — | IV elewacja | Kotuszów — Skały (kotuszowska — wg J. Czarnockiego) |
| V | — | V elewacja | Dębno (Raków) — Rzepin |
| VI | — | VI elewacja | Ociesęki — Sieradowice (góry Zamczysko — wg J. Czarnockiego) |

VII — VII elewacja	Strojnów — Wzdół (Gołębiówka)
VIII—VIII elewacja	Radomice — Gózd
IX — IX elewacja	Zbrza — Zagnańsk (kielecka — wg J. Czarnockiego)
X — X elewacja	Chęciny — Węgle (chęcińska — wg J. Czarnockiego)
XI — XI elewacja	Miedzianka — Strawczynek (miedziankowska — wg J. Czarnockiego).

Nazwy wprowadzone przez J. Czarnockiego odnoszą się tylko do południowych odcinków wymienionych elewacji, a więc biegnących w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich.

Poza wymienionymi głównymi elewacjami zarysowuje się szereg elewacji transwersalnych o znaczeniu lokalnym. Niektóre z nich wymieniane są w literaturze, np. drugorzędna elewacja Polichno — Chełmce znana była J. Czarnockiemu (tzw. elewacja zembrzowiecka). Transwersalne deformacje plastyczne dostrzeżone w przebiegu antykliny Godowa omówił J. Samsonowicz (1925, 1929), a na poprzeczną elewację na wschód od Sandomierza wskazują ostatnio prace Cz. Żaka (1962) i J. Obercą (1962).

Przedstawiony wyżej wykaz może być niekompletny i w świetle dalszych badań któraś ze wspomnianych drugorzędnych elewacji może okazać się pierwszoplanową i odwrotnie. Dopiero szczegółowe studia pozwolą na właściwe zaszerogowanie znanych obecnie elewacji z uwzględnieniem ich wpływu na rozkład facji i powiązania z odkształceniami tektonicznymi o różnym znaczeniu.

Brak wielu podstawowych danych geologicznych, przede wszystkim w części wschodniej paleozoiku, uniemożliwia przeprowadzenie szczegółowej charakterystyki odkształceń tektonicznych i zmian facjalnych wzdłuż wyróżnionych linii elewacyjnych.

Ograniczę się więc tu do najostrzej zarysowanych w obrazie kartograficznym elewacji w centrum i na zachodzie obszaru, poruszając tylko najistotniejsze zjawiska z nimi związane. Obecnością transwersalnej elewacji Kotuszów — Skały (IV—IV) tłumaczył J. Czarnocki (1922) pojawienie się na powierzchni utworów kambru (a dziś wiemy, że niżej leżącego kryptozoiku), tzw. „wyspy kotuszowskiej“, jak i wyjście w powietrze osi synkliny Barda. Ważna transwersalna elewacja Dębno—Rzepin (V—V) zaznacza się nieobecnością, ale tylko na linii swego przebiegu, utworów dewonu w synklinie Barda i karbonu w synklinie Łagowa, a także niezrozumiałą inaczej maksymalną szerokością utworów kambru na południku Św. Krzyża. Elewacja ta warunkuje prawdopodobnie obecność potężnej strefy dyslokacyjnej Rudek, rozwijającej się na jej wschodnim skłonie. Występujące w tej strefie złoża pirytu i rud żelaza eksploatowane w kopalni „Staszic“, jak również intensywne mineralizacja kruszcowa rejonu Łagowa, oraz okruszcowanie minerałami żelaza ostatnio stwierdzone przez P. Filonowicza (informacja ustna) w okolicach Pawłowa, podkreślają rolę tej poprzecznej deformacji dla rozwoju okruszcowania o znaczeniu praktycznym.

Analiza rozkładu mas paleozoiku wzdłuż elewacji Dębno — Rzepin dowodzi, że wielkość i wysokość elewowania jest różna i oś elewacji wykazuje w linii swego przebiegu sfałowanie, które można by nazwać

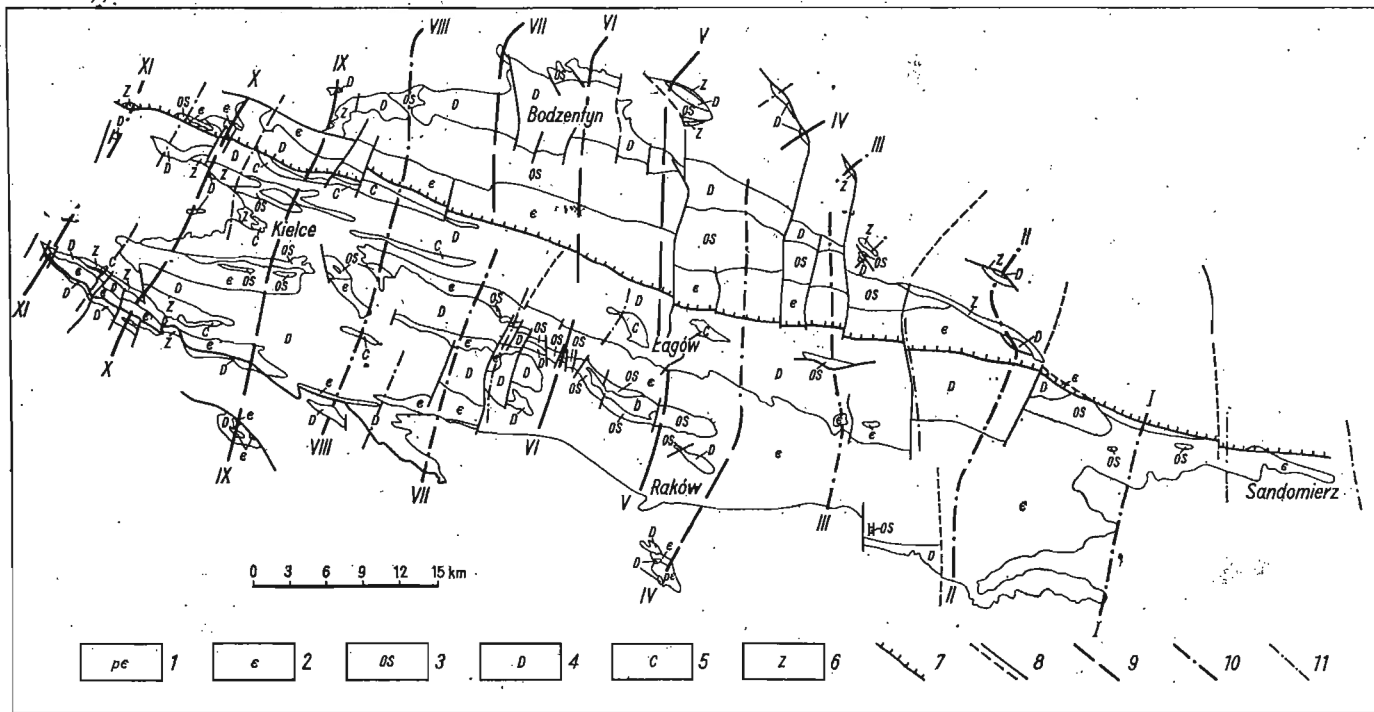


Fig. 1. Szkic tektoniczny paleozoiku świętokrzyskiego

Tectonical sketch of the Palaeozoic of the Święty Krzyż Mountains

1 — prekambry; 2 — kambry; 3 — ordowik i sylur; 4 — dewon; 5 — karbon; 6 — cechsztyń; 7 — główne nasunięcie lysogórskie; 8 — nasunięcia i uskoki; 9 — stwierdzone wałne elewacje transwersalne; 10 — przypuszczalne wałne elewacje transwersalne; 11 — elewacje drugorzędne

1 — Precambrian; 2 — Cambrian; 3 — Ordovician and Silurian; 4 — Devonian; 5 — Carboniferous; 6 — Zechstein; 7 — main Lysogóra overfold; 8 — overfold and faults; 9 — primary transversal elevations, proved; 10 — primary transversal elevations, supposed; 11 — secondary transversal elevations

ondulacją w przeciwieństwie do undulacji na osi fałdu. Zondulowanie osi elewacji czytelniejsze jest w linii przebiegu deformacji Ociesęki — Sieradowice (VI—VI), zwanej przez J. Czarnockiego (1932) na kaledońskim jej odcinku elewacją góry Zamczysko. Ta elewacja najwyższej wznosi się w obrębie antyklinalnej strefy południowej kaledonidów, gdzie na linii jej przebiegu wychodzą w powietrze osi synklin (Barda i Daleszyc. Wyraźnie podnosi się oś omawianej elewacji w jednostce łysogórskiej, gdzie maksymalnie poszerzone są utwory starszego paleozoiku. Wysokość elewowania jest mniejsza w obrębie synklinoidalnej strefy centralnej i w strefie synklinalnej północnej. Nie obserwujemy tu bowiem wyjścia w powietrze osi synklin, lecz jedynie ich zwięźenie, podkreślone brakiem utworów karbonu i najwyższych ogniów górnego dewonu na linii ich przebiegu. Istnienie elewacji Ociesęki — Sieradowice uzasadnia dyslokacje rozrywające i przemieszczające horyzontalnie i pionowo pierwotnie równoległe biegnące z E na W podrzędne fałdy strukturalnego piętra hercyńskiego. Podkreślić należy, że ta transwersalna deformacja, podobnie jak i inne, wykazuje odmienny kierunek przebiegu w obrębie struktur kaledońskich, hercyńskich i alpejskich. Linie dysjunktywne rozwinęły się na skłonach elewacji (równoległe do nich), tnąc przyległe strefy fałdów Barda i Daleszyc na odcinki o różnej podatności na późniejsze odkształcenia tektoniczne. Pociągnęło to za sobą w ruchach młodszych faz wtórną zmianę orientacji elementów składowych poszczególnych odcinków fałdów.

Niezwykle interesujące są też zjawiska związane z zachodnim skłonem elewacji transwersalnej Wzdół—Strojnow (VII—VII). Dajka diabazów, stwierdzona na linii Psary — Św. Katarzyna, potwierdza wniosek o rozłame w podłożu i dokumentuje istnienie w kompleksach hercyńskich piętra strukturalnego poważnej poprzecznej strefy dyslokacyjnej. Współcześnie rozpoznany został jej północny odcinek, tzw. dyslokacja psarska, również wyraźnie zmineralizowana związkami Fe, Pb, Cu. Obecność dysjunktywnej „linii Nidy“ i jej północnego przedłużenia — dyslokacji suchedniowskiej — wskazywanych przez J. Czarnockiego (1919, 1957) jest wysoce prawdopodobne, gdyż rozwijałyby się one na zachodnim skłonie elewacji Radomice — Gózd (VIII—VIII). O ile obraz kartograficzny jest prawdziwy, byłby to w regionie kieleckim rozłam w kompleksach kaledońskiego piętra strukturalnego maskowany pokrywą epikaledońską (hercyńską i alpejską). Na najbardziej południowym odcinku obecność takiego rozłamu potwierdza fleksuralny układ serii mezozoicznych rejonu Maleszowy. Obraz jest tu jednak silnie zagmatwany odkształceniami plastycznymi i nieciągłymi, zachodzącymi w trakcie faz kimeryjskich i młodszych ruchów alpejskich. Niezrozumiałe usytuowanie elementu Mójczy w ogólnym planie tektonicznym regionu można najprościej wyjaśnić przyjmując, że jest on wtórnym przemieszczony z południa na północny zachód. Systemy dysjunktywnych linii, tnących serie staropaleozoiczne równoległe do przebiegu kaledońskiej części elewacji Radomice — Gózd z jednej strony i równoległych do osi fałdu daleszyckiego z drugiej, wyodrębniłyby odcinek mójczański z pierwotnej antykliny daleszyckiej. Wycinek ten został zreorientowany w ruchach młodszych faz, wskutek pchnięcia go z południa na północny zachód.

Przyparté do antykliny Niestachowa osady pokrywy dewońskiej uległy charakterystycznemu zdeformowaniu (torsyjne skrócenie osi synkliny).

Klasycznie wyrażoną w obrazie kartograficznym elewację Zbrza — Zagnańsk (IX—IX), Chęciny — Węgle — (X—X) i drugorzędną Polichno — Chełmce (zembrzowiecką) wielokrotnie wymienia w swych pracach J. Czarnocki (1922, 1927, 1928). Wymienione deformacje poprzeczne potwierdzają ogólną charakterystykę zjawisk towarzyszących elewacjom zawartą powyżej. Wyniki prac J. Czarnockiego (1923) oraz ostatnie badania prowadzone przez A. Kostecką (informacja ustna) nad utworami górnego permu synkliny gałęzicko-kowalskiej wskazują na ścisłe uzależnienie rozkładu facji cechsztynu od przebiegu paleozoicznych elewacji w wymienionej synklinie. Na linii przebiegu walnej elewacji Chęciny — Węgle w obrębie synkliny gałęzicko-kowalskiej profil cechsztynu jest prawdopodobnie reprezentowany wyłącznie przez serię zlepieńców zyg-muntowskich o dużej miąższości. Rozwijające się na wschód od elewacji ponad zlepieńcami podstawowymi osady marglisto-wapienne z brachiopodami leżą już w obrębie poprzecznej depresji kowalskiej. Odcinek dna basenu cechsztyńskiego jednostki gałęzicko-kowalskiej zawarty między elewacją Chęciny — Węgle a podrzędną Polichno — Chełmce był nieco bardziej wyniesiony, o czym świadczą utwory w facji wapieni małżowych, rozwinięte tu nad zlepieńcem podstawowym. Na zachodnim skłonie elewacji zembrzowieckiej serie osadów tej płytkiej facji pochodzą w bitumiczne osady wapienne z brachiopodami, dominujące w poprzecznej depresji gałęzickiej.

Zastanawiające zniknięcie z powierzchni utworów paleozoiku na zachód od Miedzianki, Chełmc i Miedzianej Góry pozwala przypuszczać, iż istnieje poważny rozłam strukturalny w podłożu kaledońsko-hercyńskim, prawdopodobnie wzdłuż linii Małogoszcz — Obłęgorek, powiązany, być może, genetycznie z elewacją miedziankowską. Na zachód od tego pęknięcia paleozoik został prawdopodobnie znacznie pionowo zrzucony i nieco horyzontalnie przemieszczony ku północy. Obecność wspomnianej strefy rozłamowej w cokole paleozoicznym potwierdza analiza wzajemnego rozkładu odpowiadających jednostek po wschodniej i zachodniej stronie nieciągłości. Alpejskiego wieku fałd (antyklina i synklina) Małogoszczy rozwinął się zapewne właśnie w miejscu przecięcia południowej krawędzi zrębowej wyniesionego cokołu paleozoicznego z wyżej wymienioną strefą rozłamu transwersalnego. Dlatego też kierunek przebiegu elementów składowych tego fałdu jest odmienny względem ogólnego regionalnego planu tektonicznego. Rozpatrując szeroko rozwiniętą mineralizację kruszcową zachodnich krańców odsłaniającego się paleozoiku świętokrzyskiego, nie można pomijać i tej strefy nieciągłości. Analogicznego, potężnego, ale znacznie głębszego rozłamu w cokole paleozoicznym, silnie zamaskowanego utworami mezozoiku, możemy się domyślać również wzdłuż linii Oleszno — Skąpe. Czytelny on jest pośrednio z rozkładu mas mezozoicznych, skrzyżowania elewacji i charakterystycznego przebiegu dyslokacji w tym również przedłużonej strefy nasunięcia Łysogórskiego.

Wskazany przebieg elewacji znajduje potwierdzenie również w ogólnym rozkładzie siły ciężkości na obszarze Gór Świętokrzyskich, ujawnia-

jących niektóre poprzeczne założenia w budowie cokołu paleozoicznego. Mają one zawsze pewien różnie zaznaczający się wyraz nawet w przebiegu jednej elewacji. Da się jednak stwierdzić, że wzdłuż rozciągłości transwersalnych stref elewacyjnych w ogólnie dodatnim obrazie izoanomalii, odtwarzających struktury podłoża, znaczą się pewne lokalne podwyższenia wartości siły ciężkości. Można to dosyć dobrze śledzić na liniach elewacji XI—XI, X—X, IX—IX, IV—IV, słabiej nieco, ale też wyraźnie na I—I i skrajnej wschodniej. Wartości siły ciężkości na tych elewacjach są największe. Miejscami izoanomalie wydłużają się nawet w kierunku przebiegu elewacji. Słabiej odwzorowane geofizycznie odcinki elewacji, czy też całe elewacje uwidaczniają się na mapie przecięciami izolinii o większych wartościach siły ciężkości w kierunku przebiegu osi elewacyjnych. Analiza danych geofizycznych potwierdza również w pewnym stopniu istnienie wymienionych poważniejszych stref rozłamowych w cokole paleozoicznym, np. Małogoszcz — Obłęgorek, Oleszno — Szkucin, „linię Nidy“, oraz we wschodniej części odsłoniętego paleozoiku świętokrzyskiego, wyżej nie omówione strefy dyslokacyjne wzdłuż linii Stodoły — Łownica i Sandomierz — Zawichost. Wyrażają się one obustronnym bądź jednostronnym, czasem dość gwałtownym na regionalne stosunki, spadkiem wartości siły ciężkości ku strefie rozłamowej, lub też przecięciami izolinii o niższej wartości w kierunku przebiegu dyslokacji. Najwyraźniej zarysowują się w obrazie geofizycznym strefy poważniejszych poprzecznych nieciągłości w zachodnich i wschodnich krańcach odsłoniętego cokołu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich. Na wyciągnięcie szczegółowych wniosków strukturalnych z obecnie istniejących danych geofizycznych regionu nie pozwala zbyt mała skala zdjęć.

Zgodnie ze współczesnymi poglądami kaledońskie elewacje mogą świadczyć o poważnym zróżnicowaniu w konfiguracji prekaledońskiego podłoża, a więc w głębszym fundamencie prekambryjskim. Czy założenia takie zaczęły się tworzyć dopiero w fazie sandomierskiej kieleckich kaledonidów, czy jeszcze wcześniej, dowiemy się dopiero po szczegółowych analizach tektonicznych i litofacjalnych świętokrzyskiego kambru i prekambriu. Ruchy młodokaledońskie ostro podkreśliły, bądź zasadniczo sformowały elementy poprzeczne do rozciągłości stref strukturalnych kaledońskiego trzonu górotworu świętokrzyskiego. Tak więc w trakcie faz kaledońskich, obok strukturalnej, a następnie tektonicznej inwersji geosynkliny świętokrzyskiej w kierunku S-N, ma miejsce i pewne niewielkie, poprzeczne jej skrócenie w kierunku E-W, uwarunkowane budową podłoża. Załączona mapka (fig. 1) oddaje ogólny SSW-NNE kierunek omawianych założeń kieleckich kaledonidów — Kielcydów J. Znoski (1962). Równoległe w planie do osi głównych deformacji transwersalnych rozłożyły się pojedyncze linie dysjunkcji i całe strefy poprzecznych nieciągłości. Kaledońskie jednostki zostały pocięte dyslokacjami poprzecznymi na odrębne odcinki o różnej podatności na późniejsze odkształcenia tektoniczne. W obrębie już dostatecznie usztywnionego kaledoniku, w czasie młodszych ruchów były kilkakrotnie odnawiane stare dyslokacje i linie rozłamowe wzdłuż poprzednich założeń, a więc w tych samych kierunkach. W strefach silniej zaangażowanych tekto-

nicznie doszło do wtórnych przemieszczeń blokowych i pewnej reorientacji całych fałdów czy też odcinków składowych starych jednostek kaledońskich. Następowala również przebudowa dawnych stref dyslokacyjnych zgodnie z zaistniałymi wypadkowymi nowych naprężeń. Poruszona kwestia siódła Mójczy czy odcinków synkliny Barda, a może i wskazująca przez Cz. Żalka (1962) i J. Oberca (1962) wtórna reorientacji jednostek kambryjskich w Górach Pieprzowych potwierdziłaby ten wniosek.

Dofałdowane w trakcie ruchów hercyńskich od północy serie osadów regionu łysogórskiego musiały oddać w swym przestrzennym ułożeniu, tak założenia poprzeczne koledońskiego przedpola, jak i starsze rozłamy istniejące w niższej leżącym fundamencie. Z rozkładu mas wynika, że przystosowały się one do starszych założeń wypadkowo¹, zmieniając kierunek przebiegu elewacji na bardziej południkowy (prawie N-S) i nieco ukośny względem kierunku prostopadłego do rozciągłości jednostek. Nowopowstające linie dyslokacyjne były wykorzystywane niekiedy przez magmę intrudującą z głębi poprzez strefy rozłamowe w podłożu, oraz jako kanały cyrkulacji roztworów mineralizujących. Dyslokacyjne strefy: Wzdolu — Psar — Św. Katarzyny i Rudek, rozwinięte właśnie na skłonach walnych elewacji, potwierdzają tę tezę.

Figura 1 sygnalizuje też przebieg elewacji i w obrębie utworów bezpośredniej, pokrywającej cokoł paleozoiczny osłonie permsko-mezozoicznej. Ponieważ problem ten wykracza poza ramy niniejszego opracowania, nadmienić tu należy tylko, że ich kierunek SW-NE jest identyczny z przebiegiem dyslokacji transwersalnych na tych obszarach. Dowodów na taki właśnie rozkład elewacji i depresji poprzecznych dostarczają prace J. Samsonowicza (1929). Rozmieszczenie osadów bezpośredniej osłony mezozoicznej uzależnione jest wyraźnie od starszych kaledońskich i hercyńskich założeń poprzecznych. Na krawędziach wyniesionego zrębowo cokołu paleozoicznego masy mezozoiczne musiały również oddać swym rozkładem nie tylko istniejące elewacje i depresje transwersalne, ale przede wszystkim charakterystycznie przystosować się do najostrzej zaznaczonych tu hercyńskich stref rozłamowych. Nowo uformowane fałdy o anormalnie względem całego planu układających się elementach składowych, następnie fleksury i fleksuralne przegięcia rozwijały się w strefach wgłębnych poprzecznych rozłamów, szczególnie silnie akcentowanych na północnych i południowych zrębowych krawędziach cokołu w trakcie kimeryjskich i młodszych faz ruchów alpejskich. Dowodzą tego jednostki fałdowe Małogoszczy, Maleszowy, Sobkowa, Mnina, oraz stwierdzone przez W. Pożaryskiego (1948) fleksury Wesołówki, Sienna — Ożarówka i Chwałowic — Grabowca. Notowane przez W. Pożaryskiego rejonu maksymalnego przemieszczenia serii mezozoicznych (amplitudy dochodzące do 90°, a nawet przewalenie mas w kierunku skrzydeł zrzuconych) wzdłuż osi deformacji fleksuralnych wskazują strefy wyjścia poprzecznych elewacji hercyńskiego (w tym wypadku) podłoża na linie fleksur w alpejskiej pokrywie. Flexury te w NE obrzeżeniu mezozoicznym Gór Świętokrzyskich rozwinęły się następnie w kierunku wypadkowym wobec składowych oporów hercyńskiego (na północy Gór Świętokrzyskich) podłoża przy naciskach alpejskich.

¹ W sensie wypadkowej składowych naprężeń, a nie przypadkowo.

Znaczenie poszczególnych elewacji transwersalnych w obrębie cokołu kaledońsko-hercyńskiego było różne, w zależności od ostrości ich zarysowania i wielkości elewowania, oraz zondulowania osi ich przebiegu. Ogólnie można sądzić, że kolejne paroksyzmy tektoniczne bardziej lub mniej wyraźnie podkreślały je i zawsze bezpośrednio (w obszarach nie-regenerowanych) lub pośrednio — wypadkowo (w strefach przebudowanych) przystosowywały się do nich rozkładem mas. Nie należy tu jednak przeceniać możliwości odnawiania starych założeń strukturalnych tak podłużnych, jak i poprzecznych w centrum dostatecznie usztywnionego cokołu kaledońsko-hercyńskiego w trakcie faz alpejskich. Stwierdzany wielokrotnie wzrost intensywności młodszych odkształceń tektonicznych na zachodnich i wschodnich krańcach odskoniętego paleozoiku oraz na jego północnych i południowych krawędziach zrębowych, podkreślany z naciskiem przez J. Znoskę (1962), wskazuje nam dopiero strefy wielokrotnie dyslokacyjnie odmładzane, przemieszczane pionowo i poziomo, a nawet fałdowo przebudowywane.

Tak jak założenia podłużne — fałdy, tak i założenia poprzeczne — elewacje i depresje transwersalne określają w pewnym stopniu morfologię den basenów sedymentacyjnych osadów następujących po sobie i pięter strukturalnych. Analizując wzajemny stosunek wysokości i nachylenia osi fałdów, zawartych między dwoma elewacjami, oraz wielkość wyniesienia i przebieg tychże sąsiednich form poprzecznych, możemy śmiało odtwarzać pierwotną względną morfologię poszczególnych stref międzyelewacyjnych kolejnych pięter strukturalnych paleozoiku. Odnosi się to oczywiście do obszarów zasadniczo nie przebudowywanych w trakcie młodszych faz tektonicznych, na których znane są rozmiary postorogenicznej penepłenizacji w okresie lądowym. Wydaje się jednak, że procesy zrównujące nie zdołały w Górach Świętokrzyskich nigdy doszczętnie zniszczyć pierwotnej morfologii.

Cokół paleozoiczny antyklinorium świętokrzyskiego, pochylony w swojej przedmiocieńskiej historii geologicznej ogólnie ze wschodu na zachód, wykazuje urozmaiconą konfigurację spągu poszczególnych pięter strukturalnych w zależności od przebiegu jednostek fałdowych, elewacji i depresji transwersalnych, oraz zondulowania ich osi. Podłoże to, obniżając się stopniowo ze wschodu na zachód, wznosi się wyraźnie, choć nierównomiernie na osiach elewacyjnych, by obniżyć się na liniach depresji transwersalnych. To ogólne nachylenie zondulowanej poprzecznie morfologii nie jest jednostajne, gdyż wielkość podniesienia na poszczególnych elewacjach jest różna, jak i różne są amplitudy podłużnych fałdów. Maksymalne podniesienie poprzeczne kaledoniku i hercyniku świętokrzyskiego obserwujemy na głównej walnej elewacji Ocieski — Sieradowice (VI—VI). Świadczy o tym analiza przestrzennego i powierzchniowego rozkładu mas skalnych nie tylko zresztą paleozoiku, lecz i północnej osłony permsko-mezozoicznej.

Kaledońskie elewacje regionu kieleckiego i hercyńskiego regionu łysogórskiego, odnawiane i rozbudowywane w trakcie późniejszych faz tektonicznych, miały niewątpliwie wpływ na poprzeczny do rozciągłości struktur rozkład facji w basenach sedymentacyjnych młodszych okresów. Walne strefy rozmieszczenia facji w basenach sedymentacyjnych

tych okresów układały się równoległe do erodowanych starych grzbietów kaledońskich na południu i hercyńskich na północy obszaru Gór Świętokrzyskich. Poprzeczne elewacyjne bariery w obrębie zbiorników sedymentacyjnych tłumaczyć nam mogą wiele lokalnych różnic litofacjalnych, rejestrowanych w osadach jednego wieku przy śledzeniu ich wzdłuż rozciągłości struktur w starszym i młodszym paleozoiku, a nawet i w permio-mezozoiku. Zróznicowanie litofacjalne i w tym kierunku większe w pierwszych etapach każdego kolejnego cyklu sedymentacyjnego zaciera się nieco dopiero w następnych okresach, zgodnie z sekwencją cyklu sedymentacyjno-diastraficznego. Szczegółowe opracowanie tego zagadnienia wymaga oczywiście dalszych drobiazgowych badań litofacjalnych i ich dokładnej stratygraficznej korelacji wzdłuż rozciągłości stref strukturalnych w obrębie poszczególnych jednostek. Przyszłe badania wykażą też, czy odkształcenia tektoniczne młodszych faz, prowadzące do ostatecznego zarysowania elewacji w obecnym obrazie kartograficznym, dokładnie pokrywają się z elewacjami w basenach sedymentacyjnych, dającymi się odczytać z rozkładu facji i czy wiernie oddają ich przebieg wzdłuż tych samych linii.

Jednowiekowe jednostki fałdowe wyższego rzędu w paleozoiku świętokrzyskim układają się na ogół kolejno i równoległe (co nie znaczy, że posiadają jednakową długość), biegnąc ze wschodu na zachód. W synklinorialnej strefie centralnej elementy składowe (stare kaledońskie fałdy) dzisiejszych głównych jednostek piętra hercyńskiego kulisowato, lecz równoległe ząbebiały się na planie, a przebudowane w ruchach hercyńskich dały skomplikowane formy tektoniczne w obecnym obrazie kartograficznym. Bez znajomości przebiegu i zjawisk towarzyszących elewacjom transwersalnym niejednokrotnie trudno nam wskazać zachodnie analogie pierwszoplanowych fałdowych elementów wschodnich i wytłumaczyć charakterystyczne cechy w ich budowie wewnętrznej, np. tzw. „wirgacje“. Pogłębia to zamieszanie w nazewnictwie i powoduje nieścisłości w ujęciu kartograficznym i wadliwą interpretację tektoniczną. Znajomość prawidłowości poprzecznych pozwala więc na wykazanie związku kolejnych odcinków tej samej jednostki wyższego rzędu, np. antyklin Baćkowic, Bielina i Niewachłowa.

Również intensywność i wielkość nieciągłych odkształceń, szczególnie w obrębie serii epikaledońskich, uzależniona jest od założeń poprzecznych. Na skłonach elewacyjnych wielkości te są maksymalne. Powstające w zależności od deformacji poprzecznych, zazwyczaj równoległe do ich przebiegu, systemy spękań a nawet całe strefy poważniejszych nieciągłości, które służyły intrudującej magmie czy roztworom mineralizującym, mają bardzo poważne znaczenie praktyczne. Lokalizacja znanych żyłowych złóż metali nieżelaznych, jak też rud żelaza potwierdza ten fakt. Z tego względu skłony elewacyjne winny być szczególnie dokładnie rozpoznane geofizycznie i geologicznie jako obszary perspektywiczne.

Odmienne przebiegi deformacji poprzecznych w różnych regionach strukturalnych, ich wzajemny układ i stosunek do osi jednostek fałdowych rzuca też światło na kierunki działania sił w najważniejszych dla omawianego obszaru fazach orogenicznych i na przebieg wielkich stref strukturalnych maskowanych często osadami młodszej pokrywy.

W artykule powyższym naszkicowano dopiero zagadnienia związane z istnieniem założeń poprzecznych i ich wpływem na całokształt budowy geologicznej antyklinorium świętokrzyskiego. Autor zdaje sobie sprawę, że wiele z postawionych tez jest dyskusyjnych, jednakże duża teoretyczna i praktyczna waga problematyki nakazuje ją podjąć. Dalsze szczegółowe badania geologiczne mogą rzucić nowe światło na rolę deformacji transwersalnych w obrębie fałdowych struktur serii osadowych.

Poczuwam się tu do szczególnie miłego obowiązku podziękowania doc. drowi J. Znosce, doc. drowi J. Obercowi, drowi Cz. Żakowi, drowi H. Tomczykowi, mgrowi inż. Z. Rubinowskiemu i mgrowi inż. T. Wróblewskiemu za życzliwą pomoc w opracowaniu tematu i niezwykle cenne uwagi merytoryczne.

Świętokrzyska Stacja Terenowa I.G.
Nadesłano 25 stycznia 1963 r.

PIŚMIENNICTWO

- АЖГИРЕЙ Г. Д. (1956) — Структурная геология. Издатель. Московского Университета. Москва.
- CZARNOCKI J. (1919) — Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich. Pr. Tow. Nauk. Warsz., nr 28. Warszawa.
- CZARNOCKI J., KUŹNIAR CZ. (1922) — Budowa płaszczowinowa Gór Świętokrzyskich. Spraw. Państw. Inst. Geol., 1, nr 4—6, p. 321—327. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1922) — Spostrzeżenia nad morfologią i tektoniką południowo-wschodniej części Gór Świętokrzyskich. Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol., nr 2, p. 12—13. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1922) — Stratygrafia nowoodkrytych i mało znanych utworów paleozoicznych w Górach Świętokrzyskich. Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol., nr 2, p. 6—111. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1923a) — Cechsztyń w Górach Świętokrzyskich. Spraw. Państw. Inst. Geol., 2, nr 1—2, p. 151—197. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1923b) — O budowie geologicznej okolic Buska w związku z kwestią solanek. Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol., nr 5, p. 2—4. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1926) — Wyniki badań geologicznych w południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich. Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol., nr 15, p. 31—37. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1927) — Sprawozdanie z badań dokonanych w r. 1926 w związku z ogólnym poglądem na budowę mas mezozoicznych regionu checińskiego. Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol., nr 17, p. 4—14. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1928) — Devon dolny w paśmie Klonowskim. Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol., nr 19—20, p. 14—16. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1928) — O budowie zachodniej części fałdu checińskiego. Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol., nr 21, p. 52—55. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1932) — Stratygrafia i tektonika okolic Ociesek i Orłowin. Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol., nr 33, p. 76—78. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1948) — Przewodnik XIX Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Górach Świętokrzyskich w r. 1947. Roczn. Pol. Tow. Geol., 17, p. 237—299. Kraków.

- CZARNOCKI J. (1957) — Geologia regionu łysogórskiego. Pr. Inst. Geol., 18. Warszawa.
- FILONOWICZ P. (w druku) — Notatka o przejawach mineralizacji w strefie dyslokacji łysogórskiej na połudie od Rzepina (pow. Opatów).
- LEWIŃSKI J. (1912) — Utwory jurajskie na zachodnim zboczu Gór Świętokrzyskich. Spraw. Tow. Nauk. Warsz., 5, nr 8, p. 501—566.
- OBERC J. (1962) — Orientacja struktur liniowych w serii łupkowej kambru Gór Pieprzowych. Prz. geol., 10, p. 448—451, nr 9. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1948) — Jura i kreda między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem. Biul. Inst. Geol., 46, p. 1—100. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J. (1924) — Sprawozdanie z badań geologicznych między Wierzbnikiem a Ostrowcem nad Kamienną. Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol., nr 8, p. 24—27. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J. (1925) — Badania geologiczne w dorzeczach rz. Pokrzywianki i rz. Kamionki dopływów rz. Kamiennej. Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol., nr 12, p. 6—8. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J. (1927) — Sprawozdanie z badań geologicznych w rogu pół-wschodnim arkusza Opatów. Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol., nr 18, p. 31—35. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J. (1929) — Cechsztyń, trias i lias na północnym zboczu Łysogór. Spraw. Państw. Inst. Geol., 5, nr 1, p. 1—249. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1962) — Obecny stan znajomości budowy geologicznej głębokiego podłoża pozakarpackiej Polski. Kwart. geol., 6, p. 486—506, nr 3. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1963) — Problemy tektoniczne obszaru pozakarpackiej Polski. Pr. Inst. Geol., 30, cz. 4. Warszawa.
- ŻAK CZ. (1962) — Wstępne studium tektoniczne środkowego kambru Gór Pieprzowych. Biul. Inst. Geol., 174, p. 9—44. Warszawa.

Збигнев КОВАЛЬЧЕВСКИ

ПОПЕРЕЧНЫЕ ЗАЛОЖЕНИЯ В СТРОЕНИИ ПАЛЕОЗОЙСКОГО ОСНОВАНИЯ СВЕНТОКШИСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

Резюме

Поперечные отрицательные и положительные формы, заметно выделяющиеся в геологическом строении Свентокшиского антиклинория, изображаются на региональных геологических и гравиметрических картах. О роли и значении их в строении Свентокшиских гор упоминается также в работах Я. Чарноцкого и Я. Самсоновича. На основании этих материалов, дополненных новыми геологическими данными, делаются попытки систематизировать сведения по вопросу указанному в заголовке.

Из приложенной тектонической схемы обнаженного палеозойского покрова следует, что последний подвергался довольно регулярным поперечным деформациям как в пределах келецкого каледонского региона (район к югу от Лысогорского надвига), так и в лысогорском герцинском регионе (район к северу от того же надвига) и в пределах пермско-мезозойского чехла свентокшиского массива. Направление поперечных деформации отличается в различных

структурных регионах. В келецком каледонском регионе поперечные отрицательные и положительные формы характеризуются ССЗ — ЮЮВ направлением, в то время как в лысогорском герцинском регионе эти формы простираются с севера на юг. Главные поперечные поднятия и понижения в пермско-мезозойском чехле палеозойского цоколя Свентокшиского антиклинория характеризуются ЮЗ — СВ простиранием.

Поперечные поднятия и понижения образующиеся одновременно со складками, формируются в связи с существованием значительных отличий в конфигурации основания (нижнего структурного этажа). Эти отличия вызваны прежде всего наличием больших зон разломов усложняющих морфологию основания. Итак, наличие непрерывных деформации в пределах келецкого каледонского региона может свидетельствовать о существовании вышеуказанного режима в глубинном докембрийском основании Свентокшиских гор. Недостаточное изучение тектоники и литофациального развития докембрийских и кембрийских отложений Свентокшиских гор не позволяет нам воспроизвести полный структурный и тектонический исторический очерк развития этих форм. Из фациального же расположения ордовикских осадков следует, что в сандомирской фазе каледонидов отмечаются уже поперечные положительные и отрицательные формы, которые окончательно тектонически сформировались в процессе деформации во время позднекаледонской фазы. Следовательно, в процессе каледонского орогенеза наряду с тектонической и структурной (Ю — С) инверсией Свентокшиской геосинклинали наблюдается и некоторое поперечное ее сокращение. Комплексы кембрие-каменноугольного седиментационного цикла лысогорского региона, собранные вновь в складки с севера во время герцинских движений, должны были также приспособиться к поперечным заложениям района (основания и предгорья). Следовательно, поднятия и понижения развивались здесь по новом случайном направлению. Поперечные поднятия и понижения были затем возобновлены в процессе альпийских движений в тектонически нерегенерированных зонах и перестроены в зонах вновь деформированных.

В зависимости и генетической связи с поперечными деформациями образуются поперечные линии и зоны непрерывности. На плане они располагаются, как правило, параллельно к оси поперечных деформации. Максимально дислоцированы склоны этих форм. Каледонские и герцинские складчатые элементы Свентокшиского антиклинория были раздроблены поперечными дислокациями на отдельные участки, которые в более молодых орогенических фазах характеризовались разной тектонической восприимчивостью. Большие дислокационные зоны иногда использовались также магмой, внедряющейся через зоны разломов в докембрийском основании и прорывающейся к дневной поверхности (регион Псары — Свята Катажина). Поперечные дислокационные зоны являлись также благоприятными путями для передвижения гидротермальных минералообразующих растворов. В зонах аэрации эти дислокации способствовали карстовым явлениям.

Палеозойский цоколь Свентокшиского антиклинория опускался в домиоценовое время с востока на запад. Это падение было неравномерно; каледонско-герцинский комплекс опускающийся с востока на запад, поднимался отчетливо, хотя неравномерно, по линиям простирания главных поперечных поднятий, чтобы затем опускаться по линиям поперечных понижений. Морфологию палеозойского свентокшиского массива дополнительно осложняли зоны крупных поперечных дислокаций, приподнимающих или опускающих отдельные блоки каледонско-герцинского цоколя Свентокшиских гор.

Поперечные поднятия и понижения (аналогично как и складки) определяют в некоторой степени морфологию дниц седиментационных бассейнов наступающих друг за другом периодов и структурных ярусов. Каледонские поднятия в келецком и герциньские — в лысогорском регионах, возобновляемые и развитые в процессе альпийских движений, повлияли несомненно на продольное, по отношению к простиранию структур, расположение фаций в седиментационных бассейнах очередных постдеформационных периодов.

Также и в зависимости от поперечных заложений палеозойского основания (непрерывных поперечных деформации и больших зон разломов) формировались флексурные или складчатые формы пермско-мезозойского обрамления Свентокшиских гор. Эти формы характеризуются простиранием отличающимся от общего тектонического плана Свентокшиского антиклинория.

Отличное простирание поперечных деформации в различных структурных регионах бросает также в некоторой мере свет на направление действующих сил во время главных орогенических фаз.

Zbigniew KOWALCZEWSKI

TRANSVERSAL FOUNDATIONS IN GEOLOGICAL STRUCTURE OF PALAEOZOIC SOCLE OF THE ŚWIĘTY KRZYŻ ANTICLINORIUM

Summary

Transversal elevation and depression forms distinctly visible in geological structure of the Święty Krzyż anticlinorium are reflected in both geologic and gravimetric maps. Their part and importance was also stressed in the papers by J. Czarnocki and J. Samsonowicz. On these materials supplemented by new geological data an attempt was made to systematize the informations concerning the theme presented in the title.

It follows of the enclosed tectonic sketch of the uncovered Palaeozoic socle that this latter is rather regularly deformed in transversal direction in the Kielce-Caledonicum (area south of the Lysagóra overfold), in the Lysagóra Hercynicum (area north of this overfold), as well as within the Permian-Mesozoic cover of the Święty Krzyż Mountains massif. The directions of transversal deformations are various in individual structural regions. The Caledonian region of Kielce discloses NNE — SSW direction of transversal elevation and depression forms, whereas in the Hercynian region of Lysagóra these forms run from north to south. Direction of primary transversal elevations and depressions in the Permian-Mesozoic cover of the Palaeozoic socle in the Święty Krzyż anticlinorium is SW — NE.

The transversal elevations and depressions simultaneously arising with the folds are formed due to the existence of considerable differences in configuration of substratum (of lower structural stage). These differences were caused mainly by large fracture zones transforming the morphology of substratum. The presence of continuous transversal deformations within the Kielce Caledonicum may prove the existence of the above mentioned relations in the deeper Palaeozoic basement of the Święty Krzyż Mountains. An insufficient knowledge of tectonics and lithofacial development of the Precambrian and Cambrian in the area of the Święty Krzyż Mountains does not permit to reconstruct the course of whole struc-

tural and tectonical development of these forms. However, it results of the facial distribution of the Ordovician sediments that the transversal elevation and depression forms became visible already during the Sandomirian phase of the Caledonides. As concerns their final shape they were tectonically formed and consolidated at the time of deformations of the young Caledonian phase. Thus, at the Caledonian orogeny time, together with structural and tectonic inversion (S — N) of the Święty Krzyż geosyncline, also certain transversal shortening (E — W) of this geosyncline took place. The Lysagóra region complexes of the Cambro-Carboniferous sedimentary cycle, folded in from the north at the later period of time, must also have adopted themselves to the transversal foundations of the area (basement and forefield). Thus, the elevations and depressions have developed here along a new resultant direction. Both transversal elevations and transversal depressions were renewed during the Alpine movements in the zones tectonically not regenerated, and then reconstructed in the zones anew deformed by folds.

In genetical connexion with transversal deformations and depending upon them arose the transversal lines and discontinuity zones. Their general arrangement in plan is rather parallel to the axes of transversal deformations. Most dislocated are slopes of these forms. The Caledonian and Hercynian fold elements of the Święty Krzyż anticlinorium were cut by transversal dislocations into several parts being, in tectonical significance, variously susceptible to deformations during the younger orogeny phases. At times, the larger dislocation zones were utilized also by magma intruding here into fracture zones of the Precambrian substratum and forcing its way to the Earth's surface (region Psary — Św. Katarzyna). The transversal dislocation zones constituted also convenient pathes for migration of hydrothermal mineralizing solutions. In the zones of aeration, these dislocations facilitated also development of karst phenomena.

The Palaeozoic socle of the Święty Krzyż anticlinorium was, during its pre-Miocene history, inclined from east to west. This inclination was not uniform, and the Caledonian — Hercynian massif gradually sinking from east to west, was being distinctly, although unequally uplifted at the lines of courses of primary transversal elevations, and then lowered at the lines of transversal depressions. The morphology of the Święty Krzyż Palaeozoic massif was additionally variegated by zones of more important transversal dislocations which uplifted or threw down the individual blocks of the Caledonian — Hercynian socle of the Święty Krzyż Mountains.

The transversal elevations and depressions (not to mention the folds) determined, in some degree, the bottom morphology of sedimentary basins during succeeding periods and structural stages. The Caledonian elevations in the Kielce region, and the Hercynian elevations in the Lysagóra region, renewed and reconstructed during the Alpine movements, undoubtedly influenced, in the areas of sedimentary basins of the succeeding post-deformational periods, the facies distribution, longitudinal to the extension of the structures.

Both flexure and fold elements of the Permo-Mesozoic marginal area of the Święty Krzyż Mountains were also formed in accordance with transversal foundations of the Palaeozoic substratum. These elements are of directions being different from general tectonical plan of the Święty Krzyż anticlinorium.

It should be stressed here that diverse course of transversal deformations of various structural regions throws also light on directions of forces being active during the main orogenetic phases.