

WŁADYSŁAW POŻARYSKI

Instytut Geologiczny

MASYW BRABANTU I ARDENY A PROBLEMY TEKTONICZNE POLSKI

UKD 551.243+551.3.054:551.71/.734.5(23:493+438-491.2)

Ardeny stanowią wschodnią część orogenu waryscyjskiego, przebiegającego łukowato i otaczającego od S sżywny masyw Brabantu. Część zachodnia ukryta jest pod pokrywą mezozoiczną na obszarze północnej Francji i dochodzi do kanału La Manche na S od Boulogne. Należy ona do łuku armorykańskiego o kierunku WNW-ESE. Wschodnie skrzydło (Ardeny), stanowiące łuk waryscyjski o kierunku WSW-ENE przedłuża się ku wschodowi na obszar NRF w strefę renohercyńską górotworu młodopaleozoicznego.

Orogen od strony południowej nie jest jeszcze jednoznacznie ograniczony; stanowi tę granicę północny zasięg osadów permu. Dzieli się on na synklinoria i na silniej wydzwignięte antyklinoria: na południu Givonne a w osi orogenu Stavelot i Serpont-Rocroi, przedłużające się na zachód aż poza Abbeville, gdzie mazwane są antyklina poleozoiczna Pikardii. Jądra tych antyklinoriów mają zdartą pokrywę młodopaleozoiczną i mogą być traktowane jako wewnętrzne masywy prewaryscyjskie. Na północ od nich przebiegają synklinoria Diant i Namur. Na ich granicy biegnie linia wielkiego nasunięcia Condroz, którego czoło wyznacza linia dyslokacyjna zwana przeważnie „faillle du Midi”. Obecnie już wiadomo, że nasunięcie to ciągnie się do wybrzeża morskiego, choć jego przedłużenie na teren Anglii nie jest jeszcze pewne.

Synklinorium Dinantu, przebiegające na zachodzie zgodnie z wyżej omówionymi elementami, jest jednak wyraźnie oddzielone od wybrzeża wyniesieniem (masyw sylursko-dewoński Paris-Plage — Desores). Kończy się więc ku północno-zachodowi na 20 km przed wybrzeżem. Granicę tę wyznacza zachodnie rozprzestrzenienie dewonu środkowego, górnego i karbonu. Od wschodu, nie dochodząc do doliny Renu, następuje wyklinowanie się jego między synklinorium Namuru a masywem Stavelot. Jest ono na całej długości sfałdowane, a jego część północna w obecnej strukturze tworzy nasunięcie, które przykrywa południowe skrzydło synklinorium Namuru

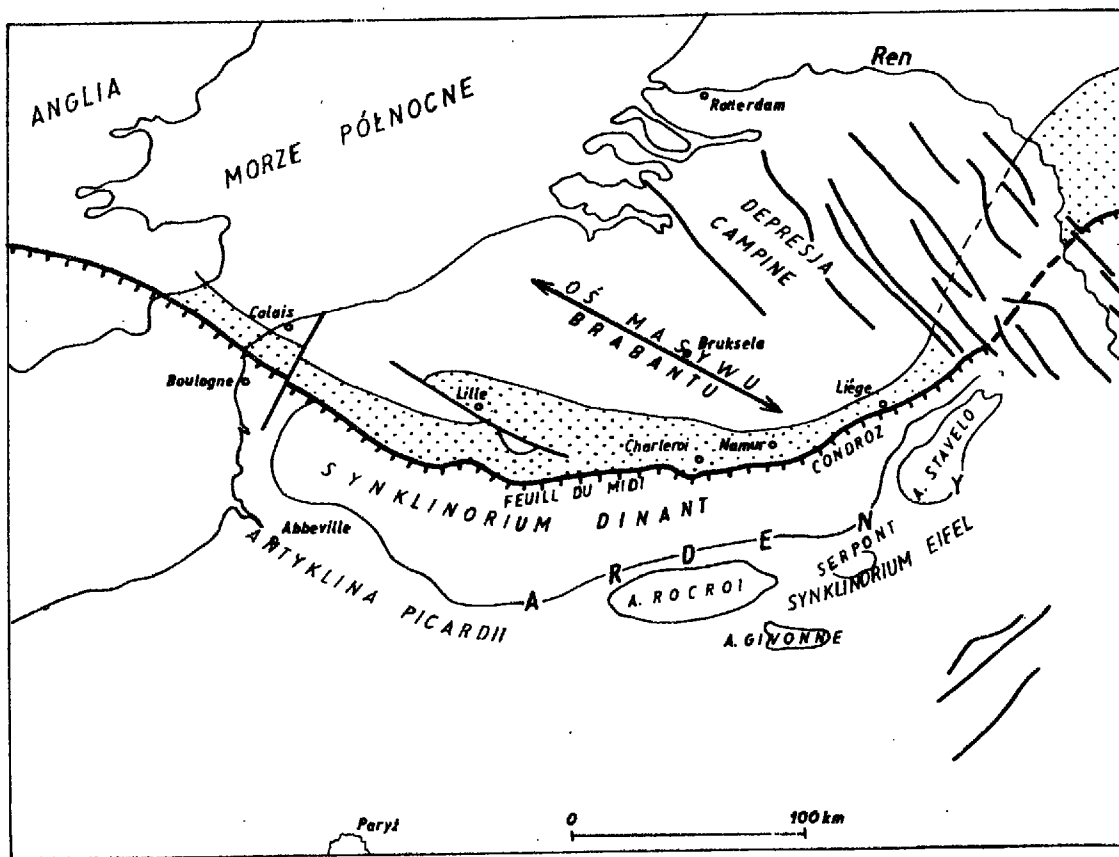
obniżonego bardziej od synklinorium Dinantu. Co najmniej część północna synklinorium Namuru stanowi paraautochton. Interesująca dla nas jest część struktury paleozoicznej, obejmująca przedpole północne orogenu Ardenów, stanowiąca masyw Brabantu, gdyż posiada ona pewne cechy wspólne z obszarem masywu małopolskiego i jego otoczenia.

Synklinorium Namuru, w którego obrębie leżą główne zagłębła węglowe Belgii, przedłuża się również ku W w obszar zagłębła węglowego Lille. Ulega tam ono znacznemu rozszerzeniu wskutek rozbieżności kierunków „faillle du Midi” (równoleżnikowy) i osi masywu Brabantu (WNW-ESE). Pod Lille jest w obrębie synklinorium strefa podniesiona Orchies, gdzie zdarta jest cała pokrywa dewońsko-karbońska. Jej brzeg północny jest uskokiem, leży ona na przedłużeniu wyniesienia Merville z sylurem, rozcinającego od NW obszar dewonu i karbonu. Ta część synklinorium jest słabo pofałdowana; 30 km na W od Lille synklinorium wychodzi w powietrze i na powierzchnię podmezozoiczną wychodzą: sylur, ordowik i kambr. Dalej, przed Calais, wyniesienie to obcięte jest od W uskokiem o kierunku SW-NE Ardres — Gravelines. Na W od niego ponownie ciągnie się depresja tektoniczna — basen Calais z dewonem i karbonem, stanowiącym niewątpliwie przedłużenie synklinorium Namuru.

Masyw Brabantu stanowi przeddewoński górotwór, nieprzykryty osadami dewonu, karbonu i permu, o kierunku armorykańskim (WNW-ESE), obcięty od północno-wschodu uskokiemi o kierunku NWN-SES, oddzielającymi go od depresji powarycyj-skiej Campiny.

Bardzo ważne jest powiązanie powyższego obrazu z mapą rozkładu natężenia pola grawitacyjnego (3). Masywy przeddewońskie, jak na południu: Rocroi, Pikardii, Paris-Plage — Desores, cechują się zawsze dodatnimi anomaliami, basenom Dinantu i Calais odpowiadają anomalie ujemne. Synklinorium Namuru ma skrzydło północne na anomali dodatniej, a południowe, zwłaszcza w okolicach Lille i Liège leży na szerokiej strefie schodowo obniżających się ku południowi wartości pola, którego gradient wynosi 25 miligali. Silny gradient rozlewa się i zanika na W od Lille, gdzie występuje poprzeczna elewacja na terenie Boulonnais. Widać więc, że subsydencja zaznacza-

* Uwagi oparte na konsultacjach autora z geologami służb geologicznych Belgii i Luksemburga połączonych z wyjazdami w teren oraz na pracach publikowanych, których spis załączony jest na końcu artykułu.

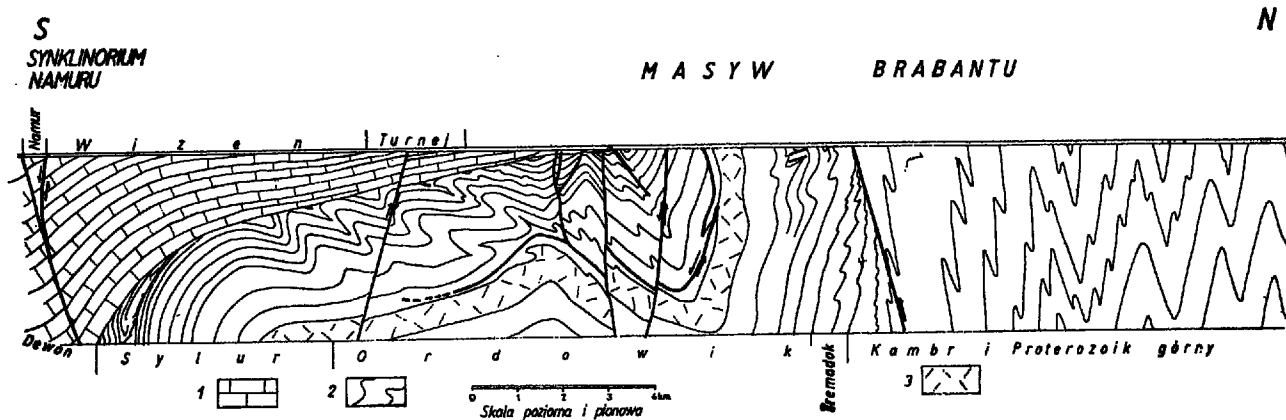


Ryc. 1. Położenie geostrukturalne masywu Brabantu.

Linie z ząbkami — główne nasunięcie warwscyjskie, linie grubsze — uskoki, pola kropkowane — zapadlisko przedgórskie warwscydw.

Fig. 1. Geostructural setting of Brabant massif.

Lines with saw teeth — main Variscan overthrusts; heavy lines — faults; stippled area — Variscan foredeep.



Ryc. 2. Przekrój przez południowe zbocze masywu Brabantu na południe od Brukseli (wg R. Legrand, 1967).

1 — wapień i margle, 2 — łupki silnie zdiagenezowane i siltowe z kłwazem, 3 — wulkanity, linie grube — uskoki i nasunięcia.

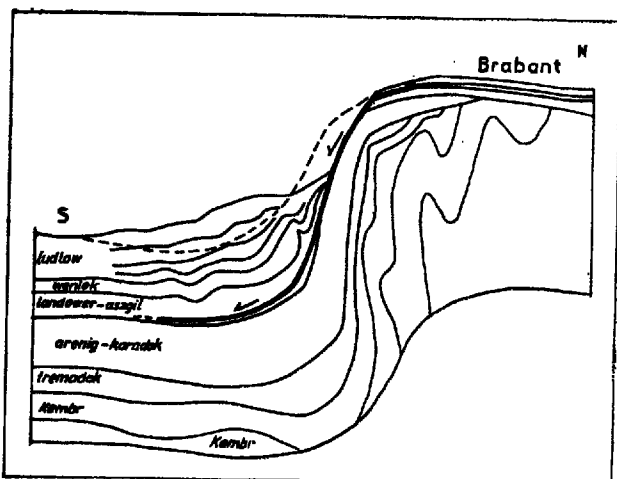
Fig. 2. Cross-section through southern slopes of Brabant massif, to the south of Bruxelles (after R. Legrand, 1967).

1 — limestones and marls, 2 — strongly diagenesed and phyllite schists with cleavage, 3 — volcanic rocks; heavy lines — faults and overthrusts.

jąca się dużymi miąższościami dewonu i karbonu dolnego (do kilkunastu km), zwiększonymi jeszcze tektoniczną kompresją kompleksu w synklinorium Dinantu, nie została skompensowana izostatycznie.

Masywy wewnętrzne w obrębie geosynklini warwscyjskiej nie stanowią stabilnych, głęboko zakorzenionych mas, gdyż nie wyodrębniają się w postaci dostatecznie silnych anomalii. Musiały one brać udział w ruchach horyzontalnych w taktogenezie Ardenów.

Masyw Brabantu stanowi słabą, lecz bardzo dobrze wyodrębnioną anomalię ujemną. Tak wyraźny obraz, szczególnie gdy chodzi o brzeg geosynklini warwscyjskiej, wymagałby dokładnego studium porównawczego z terenem Polski, gdzie jest on skomplikowany silnymi, wertykalnymi ruchami powarwscyjskimi. Oba orogeny bajkałskie: małopolski i brabancki cechują ujemne anomalie grawimetryczne, dzielące je od geosynklini warwscyjskiej synklinoria:

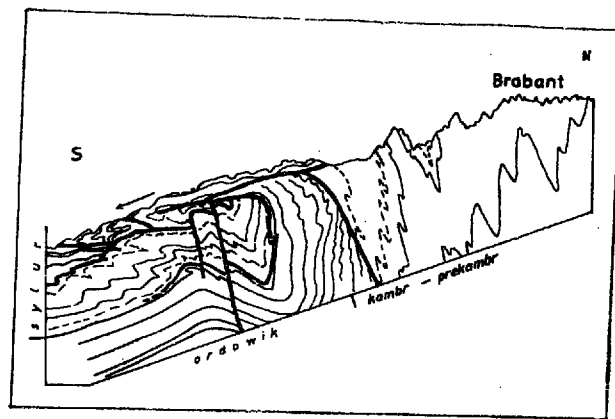


Ryc. 3. Faza inicjalna fałdowania kaledońskiego na brzegu masywu Brabantu (wg R. Legrand, 1967).

Linia gruba — powierzchnia spełzania grawitacyjnego.

Fig. 3. Initial phase of Caledonian folding in the marginal zone of Brabant massif (after R. Legrand, 1967).

Heavy lines — planes of gravitational slidings.



Ryc. 4. Faza finalna fałdowania kaledońskiego na brzegu masywu Brabantu (wg R. Legrand, 1967).

Linie grube — uskoki i nasunięcia.

Fig. 4. Ultimate phase of Caledonian folding in the marginal zone of Brabant massif (after R. Legrand, 1967).

Heavy lines — faults and overthrusts.

kielecko-łagowskie i Namuru leżą w obszarach anomalii dodatnich. Brak silnego gradientu na granicy warwycydów świętokrzyskich tłumaczy wielokrotnie mniejsza subsydencja w Polsce centralnej w porównaniu z synklinorium Dinantu.

Stary masyw Leszna w warwycydach przedsudeckich — odpowiednik masywów: Stavelot i Rocroi odznacza się anomalią grawimetryczną dodatnią. Północne jego przedpole, cechujące się depresją tektoniczną Myślborza, to strefa anomalii ujemnej. Po jej północnej stronie występująca anomalia dodatnia Szczecina przypada na miejsce masywu wschodnio-łabskiego, który mógłby być brany pod uwagę jako odpowiednik szeroko pojmowanego masywu Brabantu.

Masyw Brabantu. Stratygrafia masywu Brabantu, jak i Ardenów nie opiera się dla okresów preordowickich na skamieniałościach przewodnich. Brak również dla tych najstarszych osadów datowania wieku radiometrycznego. Stosuje się więc podział lokalny.

Devillien (najmłodszy proterozoik — kambr dolny). Znalezione w tych osadach ślady *Hydrozoa* określone jako *Oldhamia*. Są to kwarcyty i fyllady**, chlorytowe zielonawo-niebieskawe, rzadziej białe i czerwone. Za starsze uważa się skały tego kompleksu, występujące w jądrze masywu Brabantu, młodsze w jego aureoli. Te ostatnie są często arkozowe, lokalnie albityzowane. Często występują w nich nagromadzenia pirytu pochodzenia sedimentacyjnego. Skały są skłiważowane.

Revinien (zaliczane prowizorycznie do kambru) dzieli się na 3 serie warstw. Dolny rewinien stanowi kontynuację sedimentacji devillien. Są to osady przeważnie drobnoziarniste: fyllady i mułowce zielonawe, ciemnoszare, fioletowe i niebieskawe. W Ardenach osady tego wieku leżą niepodnośnie na warstwach z *Oldhamia* (devillien). z minerałów wtórnych zawierają mikię i chloryt. Niezgodnie na nich leżą osady

** Termin „phyllade” jest stosowany przez geologów belgijskich dla skał paleozoicznych i starszych Brabantu oraz Ardenów. Odpowiada on pojęciu łupków słabo skłityzowanych. Według A. Lombard (1957 str. 136), są to skały bardzo twarde, powstałe przez metamorfizację łupków. Z rezy mają warstwowanie sedimentacyjne skośne do powierzchni złupkowania i wyraźną oddzielność płytkową (łupkowatość).

rewinieniu środkowego i górnego. Należą one już do następnego, drugiego cyklu sedimentacyjnego, określonego jako górnokambryjski, w odróżnieniu do poprzedniego, który miałby być dolnokambryjski. Reprezentują je fyllady i kwarcofyllady czarne, miejscami przechodzące w czarne iły, lokalnie w łupki serycytowe lub rzadziej mikowe. Występują także kwarcyty, a w rejonie Ostendy ławice tufów wulkanicznych. Skały są silnie skłiważowane oprócz najbardziej północnej części masywu pod Antwerpią. Podobny charakter mają one w masywach wewnętrznych Ardenów.

Tremadok jest włączony przez geologów belgijskich podobnie jak i angielskich do kambru, stanowiąc górny człon jednolitego cyklu sedimentacyjnego. Są to czarne kwarcofyllady, przekładane szarymi kwarcytami, zawsze zawierające mikię. Niżej występują kwarcyty szare, niebieskawe-zielonawe przekładane czarnymi i zielonawymi fylladami, obfitujące w mikię. Datowanie biostratygraficzne opiera się na odkryciu w nich przez M. Lecompte'a okazów *Dictyonema*. Warstwy te, niezależnie od zaangażowania tektonicznego są silnie zaburzone przez synsedimentacyjne przemieszczenia grawitacyjne, związane z bardzo intensywnymi wstrząsami sejsmicznymi w tremadoku. Zachowana stratyfikacja poszczególnych bloków podległych zsuwom dowodzi, że osady były wcześniej spetryfikowane. Tremadok jest ostatnim członem starszego paleozoiku stwierdzonym w masywach Ardenów, a brak go prawdopodobnie i w synklinoriach.

Arenig — karadok. Środkowe piętra ordowiku na ogół słabo poznane zawierają nieliczne graptolity. Skały są łupkami lub fylladami łupkowatymi barwy czarnej z pirytem, miejscami z piaskowcami. Ordowik leży niezgodnie na podłożu.

Aszgil. Składają się nań w głównej mierze wulkanity diorytowo-riolitowe, wśród których dominuje materiał piroklastyczny. Przekładają się one z łupkami pelitowymi czarnawymi z licznym pirytem, obfitują one w faunę małży, brachiopodów i trylobitów. Aszgil leży z niezgodnością katową na łupkach karodoku. Miąższość ordowiku jest rzędu 1000 do 3000 m poza wulkanitami aszgilu, które lokalnie osiągają bardzo znaczne miąższości.

Sylur. Ma on bardzo dużą miąższość (3000 m), tworzą go łupki lub łupki fylladowe, w dolnej części wapnisto-dolomityczne, w górnej piaszczyste, szare. Zawierają one faunę graptolitową pozwalającą na

stwierdzenie, że jest tu reprezentowany cały sylur dolny i środkowy, aż do poziomu *Seatograptus leintwardiensis*, na którym kończy się sedymentacja dolnopaleozoiczna masywu Brabantu i przylegającego do niego synklinorium Namuru. Skały sylurskie są silnie skliważowane w miejscu, gdzie masyw Brabantu sąsiaduje z Ardenami, a więc na S od Brukseli aż po Liège na E. We Flandrii łupki sylurskie leżą prawie płasko i nie są stektonizowane. W związku z silną subsydencją (1) pojawiają się w górnym landowerze słabe wybuchy podmorskie (tufy i lawy kwaśne).

Dewon i karbon. Stanowi on pokrywę platformową na orogenie kaledońskim. Dewonu dolnego brak na masywie. Mimo poglądów P. Fourmariera (15), który przyjmuje istnienie a potem zderzenie osadów dolnego dewonu na masywie, większość geologów, jak R. Legrand (6, 9) i inni uważają, że sedymentacja jego nie sięgnęła na masyw stanowiący wówczas wypiętrzony orogen kaledoński. Na masyw weszła dopiero transgresja franu, poprzedziła ją sedymentacja eiflu górnego oraz żywetu facji lagunowej rzeczno-jeziornej i eolicznej. Osady dewonu mają tu miąższość nieco poniżej 1000 m i są wapienno-margliste. Karbon dolny wykazuje dwukrotnie większą miąższość i jest przeważnie wapienny. W synklinorium Namuru miąższość wizeny (8) wynosi 2000 m, a karbonu górnego ponad 4000 m. Miąższość osadów dewonu i karbonu maleje ku N w kierunku środka masywu. W północnej strefie geosynkliny między wizenem a namurem jest luka (2).

Analiza tektoniczna materiałów wiertniczych masywu przeprowadzona przez R. Legranda pozwoliła mu ustalić średni upad dla poszczególnych serii warstw:

devillien (najmłodszy proterozoik — kambry dolny)	— 83°
revinien dolny (kambry dolny)	— 66°
— „—” środkowy i górny (kambry górny oraz tremadok)	— 54°
ordowik (arenig — karadok)	— 45°
aszgil — sylur do ludlowu dolnego włącznie	— 24°
dewon i karbon	— 12°

Jak z tego wynika można wyróżnić 5 faz ruchów, przy czym największa różnica w katach upadu przypada na granicę devillien — revinien (17°) i na granicę karadok — aszgil (21°). Obliczenia katów nie są na tyle ścisłe, aby można się oprzeć głównie na nich, dochodzą tu inne cechy.

Kierunek fałdowań uległ bardzo wyraźnej zmianie na granicy revinien dolnego i środkowego. Następnie stwierdza się lukę sedymentacyjną (ludlow górny — dewon dolny) oraz niezgodność katową stale występującą, obserwowaną na powierzchni terenu w spagu dewonu środkowego. Mniej wyraźna niezgodność zalegania warstw zaznacza się między warstwami: revinien dolnego i środkowego, tremadoku i arenigu oraz karadoku i aszgilu.

Trzecią cechą jest stopień metamorfizacji. Osady devillien wykazują słabą, lecz wyraźną metamorfizację stadium chlorytowego. Revinien cechuje się jeszcze słabszą metamorfizacją, ale zawiera na powierzchniach „satynowanych” serycyt i jest silnie skliważowany.

Czwartą cechą jest wulkanizm natury diorytowo-riolitowej, ujawniający się w strefach apikalnych fałdów wklęsłych w aszgilu oraz znacznie słabsze jego przejawy w landowerze.

Należy więc przyjąć 5 faz ruchów tektonicznych, z których każda jest stwierdzona na podstawie więcej niż jednej przesłanki tektonicznej. Nie są one rozstrzygające, jeśli nie wziąć pod uwagę cech sedymentacyjnych i lokalnych zmian strukturalnych oraz otoczenia masywu. Legrand (9) wnioskuje, że najważniejsze z nich są: między dolnymi i środkowym revinieniem, między karadokiem i aszgiem oraz między sylurem i dewonem środkowym.

R. Legrand opracował szczegółową tektonikę paleozoiku w przekroju kanału biegnącego z Charleroi do Brukseli. Najstarsze warstwy dolnego revinieniu są tam ułożone monoklinalnie z nachyleniem 80°. Przekrój nie dostarczył informacji o warstwach młodszego kambry i ordowiku przedaszgilskiego. Sylur leży tu zgodnie na aszgilu i jest silnie sfałdowany i skliważowany.

W ordowiku występują dwukrotnie ruchy wznoszące masyw, powodujące ścięcie i niezgodności katowe, zanikające ku południowi na przedpolu masywu. W tych warunkach w geosynklinie w sylurze może być już wyróżniona geoantyklinalna część na obszarze masywu Brabantu. Tektogeneza kaledońska spowodowała powstanie orogenu w dolnym ludlowie. Transgresja dolnego dewonu nie przekroczyła antykliny Condroz, stanowiącej południowe obramienie obniżenia geosynklinalnego, położonego na południowym przedpolu geoantykliny Brabantu. Tektokineza związana była z ruchami kompresyjnymi o kierunku N-S i z podniesieniem masywu, na którego brzegu powstała szeroka strefa fleksuralna.

Autor przyjmuje najpierw podniesienie epejrogeniczne w górnym ludlowie, a następnie w żedynie pierwszą fazę fałdowania. Nastąpiło wówczas odskócie warstw na łupkach landoweru i grawitacyjne zsuniecie się płaszczowiny utworzonej z warstw syluru ku południowi. Skały uległy przy tym silnemu skliważowaniu. Płaszczyzny kłiważu wykazują nachylenie 70° ku NNE.

Następna faza ruchów (żedyn górny — zigen dolny), związana z częściowym obniżeniem, miała charakter dysjunktywnych przesunięć transwersalnych. Blok północny został wówczas pchnięty ku W.

Druga, ostatnia w cyklu kaledońskim faza fałdowań, nastąpiła w zigenie środkowym i górnym. W emsie kompresja ustała, nastąpiło odprężenie strefy fałdowań i odzicie pionowych ruchów uskokowych. Po erozji miało miejsce osadzenie się dewonu środkowego, który nigdzie jednak nie leży na osadach starszych od ludlowu, więc ponowne podniesienie masywu Brabantu musiało nastąpić znacznie później. Osady dewonu i karbonu dolnego spoczywające na południowym skłonie masywu nie są skliważowane ani złupkowacone, nie były więc nigdy przykryte grubym nakładem osadów ani poddane naciskowi bocznemu. Masyw był w dewonie i karbonie oddzielony fleksurą o nachyleniu 20%, od synklinorium Namuru, które stanowiło „rów brzeżny” masywu. Wyraźnie zostało to zaakcentowane w wyżej omówionym obrazie grawimetrycznym.

EWOLUCJA TEKTONICZNA MASYWU BRABANTU

Najnowsze ujęcie ewolucji tektonicznej masywu Brabantu zawierają prace R. Legranda (8, 9), częściowo u A. Beugnies (1) i P. Fourmarier, P. Michot (4). Można je potraktować w paru punktach słabiej udokumentowanych jako alternatywne. R. Legrand traktuje tektogenezę prewaryscyjską jako kolejne etapy rozwojowe zaznaczające się objawami kinetyki w 5 fazach. Píše on (9, str. 22), że hipoteza deformacji ciągłej masywu typu epejrogenicznego, wywołujących zjawiska tektoniczne przykrawędziowe w każdym przypadku lokalnego przekraczania progu równowagi, zdaje się najbardziej logiczna. Określenie typu deformacji jako epejrogenicznych wynika z faktu płaskiego zalegania syluru we Flandrii.

Jednak, traktując zagadnienie na szerokiej płaszczyźnie jest sprawą niewątpliwą, że geosynklina pre-kaledońska (baikalska — kadomijska) istniała i obejmowała nie tylko obszar masywu Brabantu, ale ciągnęła się daleko ku S, obejmując całe Ardeny i dalej masyw armorykański. Magmatyzm geosynklinalny przejawiał się w centrum geosynkliny na południu, daleko poza Ardenami. Pierwsze ruchy orogeniczne

postępowały w czasie z S ku N, występując w Belgii północnej, na terenie Brabantu po osadzeniu się dolnego rewinieniu, co być może odpowiada końcowi dolnej części kambru. Był to okres kompresji i fazy powstawania fałdów o kierunku WNW-ESE. To główne fałdowanie, które ukształtowało jądro masywu było poprzedzone wcześniejszym na granicy devillienu i rewinieniu, którego wiek nie może być ściślej określony, a które spowodowało strome ustawienie, a nawet obalenie warstw.

Nasuwa się myśl, że mamy tu pełną analogię z terenem masywu małopolskiego, gdzie te dwie fazy mogą odpowiadać fazie małopolskiej i świętokrzyskiej orogenezy bajkalskiej. Analogia jest również widoczna w rozwoju sedymentacji i metamorfizmu, gdyż devillien wykształcony jest tak jak warstwy rzeszowskie. Oba masywy znajdują się na przedpolu zachodniego naroża platformy wschodnio-europejskiej. Obszar Masywu Czeskiego, analogicznie jak i masywu armorykańskiego stanowiłyby część południową wewnętrzną geosynkliny bajkalskiej, z silnymi przejawami magmatyzmu. W wyższej części kambru i w tremadoku trwa sedymentacja typu geosynklinalnego zakończona wynurzeniem i ruchami o kierunkach prostopadłych do poprzedniej.

Arenig zapoczątkowuje cykl geosynklinalny, leżąc niezgodnie na sfałdowanym podłożu, tak samo jak w kaledonidach Anglii i w Górach Świętokrzyskich. Jest to najwyraźniejsza granica oddzielająca bajkalski i kaledoński etap rozwoju tektonicznego Europy. W tym czasie obszar Ardenów, który stał się lądem, pełni tę samą rolę co masyw małopolski. Sedymentacja geosynklinalna (kaledońska) rozwija się na obszarze Brabantu i między nim a Ardenami. W aszgilu powstają ogromne masy wulkanitów, które są ściśle zlokalizowane na obszarze grzbietu Condroz i po północnej stronie synklinorium Namuru, a więc na granicy północnej kontynentu bajkalskiego Ardenów. Jak pisze A. Beugnies (1) silna subsydencja tego obszaru spowodowała powstanie magmy toleitowej w ordowiku, która wskutek ruchów fałdów wgłębnych, związanych z fazą takóńską migruje w ich strefach apikalnych ku powierzchni. Miało to miejsce na granicy dużych jednostek tektonicznych — na południowym skłonie masywu Brabantu, zaistniały więc objawy kompresji i słabych fałdowań o kierunku pierwotnym, zgodnym z osią masywu. Magmatyzm tego typu przejawiał się jeszcze później w sylurze dolnym w geosynklinie młodokaledońskiej.

Rozwój geosynkliny wczesnokaledońskiej na obszarze masywu Brabantu i synklinorium Namuru, a brak jej na masywach południowych Ardenów dowodzi, że przy porównaniu z Polską słuszniej było by na tym etapie porównywać pierwsze do obszaru łysogórsko-radomskiego, a obszar Ardenów do masywu małopolskiego. Zarówno w Polsce, jak i Belgii zanik subsydencji dotyczy strefy południowej, a jej rozwój północnej, gdyż miąższość ordowiku na zboczu masywu Brabantu jest odmienna fałdalnie i przeszło dziesięciokrotnie większa niż na masywie małopolskim. Należy więc przez analogię oczekiwać facji ordowiku bliższych geosynklinalnym na N od Łysogór, gdzie ordowik nie został dotychczas zbadany.

W sylurze kontynuuje się rozwój geosynklinalny na terenie masywu Brabantu aż po grzbiet Condroz, to znaczy łącznie z obszarem późniejszego synklinorium Namuru. Ruchy fazy młodokaledońskiej w najwyższym sylurze i niższym dolnym dewonie zamykają ostatecznie cykl kaledoński. Fałdowanie jest związane z transportem tektonicznym z NNE ku SSW, a więc przeciwnie skierowanym niż późniejszy waryscyjski.

W tektogenezie kaledońskiej masyw Brabantu pełni rolę geantykliny, jak pisze Legrand (8, 9) nasuwającej się na „rów brzeźny” Namuru. W tym czasie masyw ulega ostatecznej stabilizacji i znacznemu wypiętrzeniu, czego dowodzi brak na nim osadów najwyższego syluru oraz dewonu dolnego i środkowego. Osady tego wieku w Polsce, na przedpolu masywu małopolskiego mają około 4000 m miąższości. Jest to

dowód, że tektogeneza kaledońska miała zasadniczo różny przebieg w Belgii i Polsce środkowej. Geosynklina kaledońska, która rozwinęła się w Polsce na północnym przedpolu małopolskiego orogenu bajkalskiego, zatrzymała się w rozwoju na stadium geosynklinalnym, nie było stadiów inwersji tektonicznej i epejrogenicznej (orogenezy). Jest to reguła dla tej strefy Europy. Już we Flandrii stadium geosynklinalne nie było tak jak w Polsce zakończone orogenezą, a w Artois (4) jest ciągłość sedymentacji morskiej syluru i dewonu. Analogicznie na północy NRF brak dowodów na pełny cykl kaledoński geosynklinalno-orogeniczny.

Warto zwrócić uwagę jeszcze na jeden problem. Fałdy kaledońskie na południowym przedpolu masywu Brabantu są skierowane ku S, natomiast nasunięcie waryscyjskie Condroz, dochodzące do tych fałdów skierowane jest ku N. Na terenie Gór Świętokrzyskich nie mamy co prawda orogenezy kaledońskiej, ale z pojedynczych faktów wynika, że na krawędzi masywu małopolskiego powstało lokalne złuszkowanie wskutek podniesienia i pchnięcia z S na N, w przeciwnym kierunku niż waryscyjskie, analogicznie jak to ma miejsce w Belgii. Przez analogię synklinorium Namur można by w epoce waryscyjskiej uznać za odpowiednik synkliny Kielc, posiadającej cechy basenu geosynklinalnego w karbonie dolnym, co już było wysunięte przy omawianiu grawimetrii.

Podsumowując stwierdzić należy, że pełna analogia miała miejsce co do cykli tektonicznych bajkalskich. Podobieństwo wykazuje również ogólnie słaby i o nierównomiernym nasileniu diastrofizm młodokaledoński oraz przeciwny w stosunku do kaledońskiego kierunek nasunięcia waryscyjskich.

Przedstawione tu analogie nie mają charakteru przypadkowości, oba obszary są od górnego proterozoiku do syluru górnego w podobnych warunkach paleogeograficznych i geostrukturalnych. Cechuje je brak przejawów silnego metamorfizmu i magmatyzmu, jednoznacznie związanego z cyklami orogenicznymi. Tym wyraźniej wynika z tego porównania różnica w rozwoju cyklu kaledońskiego.

Bardziej kompletny cykl tektoniczny kaledoński był w rejonie Koszalina — Chojnic, gdzie etap geosynklinalny panował już od ordowiku, a w górnym sylurze są przejawy orogenezy. Natomiast nie sąstadoje tam z nimi od południa orogen waryscyjski, jak to ma miejsce w Belgii, gdyż kaledoński orogen koszalińsko-chojnicki powstał na platformie z lokalnej geosynkliny intrakratonicznej.

LITERATURA

1. Beugnies A. — Essai d'interprétation géodynamique du magmatisme de l'Ardenne. Ann. Soc. géol. du Nord. Lille, 1963, t. 83.
2. Bouckaert J. — Transgresja namuru w Belgii. Roczn. Pol. Tow. Geol., 1967, 37, z. 1.
3. Copesep, R. A. Pet S. N. P. A. — Contribution a la connaissance des bassins paléozoïques du N de la France. Ann. Soc. géol. du Nord, Lille, France. 1965, t. 84.
4. Delattre Ch. — Les grands traits géologiques de l'Artois. Jbidem, LXXXIX, Liège, 1969.
5. Fourmarier P. — La tectonique W: „Pro-drome d'une description géologique de la Belgique”. Soc. Géol. Belg. Liège, 1954.
6. Fourmarier P., Michot P. — Areas of the Variscan folding Belgique. W: Tectonic de l'Europe. Moskwa, 1964.
7. Legrand R. — Mise au point concernant l'As-hgillien en Belgique. Bull. de la Soc. Belge de Géol. Pal. Hyd., t. 72. Bruxelles, 1964.
8. Legrand R. — Ronquières Documents géologiques. Serv. géol. de Belgique, Bruxelles. Mem. 1967. No. 6.
9. Legrand R. — Le Massif du Brabant. Ibidem, 1968, No. 9.
10. Waterlot G. — Le Paléozoïque en Ardenne française. Ann. Soc. Geol. Nord. Lille, 1969, t. 89.

S U M M A R Y

Ardennes and Brabant massif represent structures formed during the Neogeicum, in Prealpine tectonic cycles. These structures, folded during the Baikalian orogenic epoch, manifested opposite centripetal tendencies in Caledonian and Variscan tectonic cycles. Caledonian and Variscan foldings centripetally overlap on their contact zone in the Namur synclinorium area.

Certain analogies in sedimentation and structural development between these structures and those from Central Poland are found. Devillien and Revinien deposits lithologically correspond to Rzeszów beds of the Małopolski massif. Developments of Ardennes-Brabant and Central Poland area were completely analogous up to Neocalcedonian tectonic movements which were not marked in the Central Poland. The Małopolski massif, analogue of the area of Variscan geosyncline in Belgium, has not been subjected to subsidence in the early Devonian and its northern forefield has not been uplifted. This part of Poland, situated along the margin of old East-European Platform was less liable to orogenic movements than the area of Belgium.

Р Е З Ю М Е

Арденны и Брабантский массив представляют структуры, сформировавшиеся в неогейкуме во время доальпийских тектонических циклов. Они были смяты во время байкальского орогенеза и в каледонском и герцинском тектонических циклах проявляли противоположные центробежные уклоны. На сочленении этих структур, в пределах Намюрского синклиория развиты наложенные каледонские и герцинские складки. Отмечается сходство в осадконакоплении и структурном развитии этих областей с Центральной Польшей. Отложения Devillien и Revinien литологически эквивалентны жешовским слоям Малопольского массива. Полная аналогия в развитии отмечалась по фазу юнокаледонских орогенических движений, которые не проявились в Центральной Польше. Малопольский массив, эквивалентный области герцинской геосинклинали Бельгии, не подвергался погружению в нижнем девоне и его северное обрамление не претерпело поднятия. Эта часть Польши, располагающаяся на окраине древней Восточно-Европейской платформы, была менее мобильная по сравнению с территорией Бельгии.